

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Geodinámica



TESIS DOCTORAL

**Estudio geológico de la zona de Cizalla de Berzosa-Honrubia
(S.C.E.)**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

José Manuel González Casado

Madrid, 2015

TP
1987
002

José Manuel González Casado



x-53-019787-3

ESTUDIO GEOLOGICO DE LA ZONA DE CIZALLA DE BERZOSA-HONRUBIA (S.C.E.)

Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
1987



BIBLIOTECA

Colección Tesis Doctorales. Nº 2/87

© José Manuel González Casado
Edita e imprime la Editorial de la Universidad
Complutense de Madrid. Servicio de Reprografía
Noviciado, 3 28015 Madrid
Madrid, 1987
Xerox 9400 X 721
Depósito Legal: M-42655-1986

ESTUDIO GEOLOGICO DE LA ZONA DE CIZALLA DE BERZOSA-
HONRUBIA (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)

por

José Manuel González Casado

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS
DEPARTAMENTO DE GEODINAMICA

"Estudio geológico de la Zona de Cizalla de Berzosa-
Honrubia (Sistema Central Español)"

Memoria presentada por José Manuel González Casado
para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geoló-
gicas. Realizada en el Departamento de Geodinámica
bajo la dirección de los profesores Dr.D. Ramón
Capote del Villar y Dr. D. Cesar Casquet Martín.

Madrid, Septiembre de 1986

**ESTUDIO GEOLOGICO DE LA ZONA
DE CIZALLA DE BERZOSA - HONRUBIA
(SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)**

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera agradecer al director del Departamento de Geodinámica, Profesor D. Ramón Capote, director de esta investigación toda la inapreciable ayuda prestada personalmente, y también por poner a mi disposición todos los medios técnicos y humanos del Departamento de Geodinámica.

Muy especialmente quiero agradecer al Profesor D. Cesar Casquet director también de este trabajo de investigación, por sus inestimables consejos y orientaciones.

Del mismo modo agradezco a Isabel Santa Teresa, su labor que ha significado el más valioso apoyo moral y científico.

Queremos hacer constar también nuestro profundo agradecimiento a todos nuestros compañeros y amigos del Departamento de Geodinámica, por la ayuda recibida y que sería imposible de detallar, a todos las gracias mas sinceras.

Este trabajo se ha llevado a cabo, por una beca de formación de personal investigador del Ministerio de Educación y Ciencia.

I N D I C E

	<u>Página</u>
<u>0. INTRODUCCION</u>	
0.1 Planteamiento y objetivos	2
0.2 Metodología	3
0.3 Plan de memoria	6
0.4 Situación geográfica y geológica	7
0.5 Antecedentes regionales	12
0.6 La Zona de Cizalla de Berzosa (Antecedentes)	14
 <u>1ª. PARTE. CONTEXTO GEOLOGICO PREVIO A LA ZONA DE CIZALLA DE BERZOSA- HONRUBIA.</u>	
1.1 Rasgos estratigráficos	17
1.1 Introducción	18
1.2 Formaciones Preordovícicas	20
DOMINIO OESTE	20
1.2.1 Gneis Berzosa	20
1.2.2 Gneis Buitrago	22
DOMINIO ESTE	25
1.2.3 Gneises y metasedimentos de la formación Hiende- laencina	25
1.2.4 Gneises y metasedimentos del Cardoso	28
1.3 Formaciones Ordovícicas	32
1.3.1 Formación Constante	32
1.3.2 Formación Alto Rey	34
1.3.3 Formación Rodada	36
1.4 Interpretación estratigráfica	36
1.11 Rasgos tectónicos	39
11.1 Introducción	40

	<u>Página</u>
II.2 La primera fase Hercínica	41
II.2.1 Estructuras menores	41
II.2.2 Estructuras mayores	42
1.III Rasgos metamórficos	46
III.1 Introducción	47
III.2 Metamorfismo Pre-Cizalla	48
 <u>2ª. PARTE. ANALISIS DE LOS PROCESOS RELACIONADOS CON LA ZONA DE CIZA-</u>	
<u>LLA DE BERZOSA HONRUBIA.</u>	
2.I La deformación	50
I.1 Macroestructuras	51
I.2 Mesoestructuras	53
I.2.1 Esquistosidad	53
I.2.2 Pliegues	56
I.2.3 Lineaciones	83
I.3 Microestructuras	95
I.3.1 Texturas de los porfiroblastos	101
I.3.2 Microestructuras de la Matriz	133
I.3.3 Subfábricas ópticas	139
I.4 Cuantificación de la Deformación	152
I.4.1 Cálculo del Elipsoide de Deformación finita	152
I.4.2 Deformación por cizalla simple	178
2.II El Metamorfismo	181
II.0 Introducción	182
II.1 Zonación Metamórfica	183
II.2 Relaciones Blastesis Deformación	196
II.2.1 En rocas pelíticas	197
II.2.2 En venas de Segregación	205
II.3 Procesos magmáticos asociados	207
 <u>3ª. PARTE. INTERPRETACION Y CONCLUSIONES.</u>	
3.1 Condiciones de la Deformación	211

	<u>Página</u>
3.II Modelo Tectonometamórfico	215
3.III Deformaciones post-F ₂	229
3.III.1 Deformación compresiva	231
3.III.2 Deformación distensiva	236
3.III.3 Fracturación	244
3.III.4 Afloramiento actual	247
3.IV Edad de las deformaciones	249
3.V Conclusiones generales	252
3.VI Tablas	292
3.VII Bibliografía	258

0. INTRODUCCION.

0.1 PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

El objeto de este trabajo es el estudio de la Zona de Cizalla de Berzosa-Honrubia, en sentido amplio. Por tanto al plantear esta investigación nos propusimos investigar todos los procesos geológicos, que se relacionan o son originados por dicha banda de cizalla.

Por este motivo, abordamos el estudio de este accidente tectónico desde varios puntos de vista complementarios.

A) Tectónico:

Determinar todas las estructuras tectónicas a escalas Macro, Meso y Micro-cóspica, que son generadas por la cizalla y cuantificar la deformación producida por ella.

También nos planteamos establecer las modificaciones en estructuras anteriores, y averiguar la evolución posterior a este accidente tectónico hasta explicar su posición actual.

B) Petrológico:

Estudio de los procesos metamórficos que se asocian con la estructura estudiada. Como son, la blastesis de los distintos minerales metamórficos, o la modificación de las zonas minerales preexistentes.

C) Estratigráfico:

Establecer, en sentido amplio, las características litoestratigráficas de los distintos materiales existentes a ambos lados de la zona de cizalla.

El objetivo final, una vez resueltos los puntos anteriormente descritos, - es el establecimiento de un modelo tectonometamórfico para la Zona de Cizalla - de Berzosa-Honrubia.

0.2 METODOLOGIA

Esta investigación se estructuró en cinco etapas distintas que consistieron en:

1.- Preparación previa del trabajo a realizar; para ello se siguieron varios - pasos.

- Revisión de la información existente en varios aspectos:

- Revisión de la bibliografía regional.
- Recopilación de bibliografía específica, sobre los diversos temas - que se trataron en este trabajo (Petrofábricas, Zonas de cizalla, - etc).
- Confección de una cartografía previa, de síntesis, elaborada a par- tir de todas las publicadas hasta el momento.
- Reunión de todas las muestras y láminas delgadas existentes en el - Departamento.

- Preparación de una serie de programas, para automatizar los métodos de - trabajo que se usarían reiteradas veces, y cuyos cálculos eran complicados.

En esta línea se confeccionaron varios programas para realizar proyecciones estereográficas y contajes estadísticos de polos, (modificados especialmente pa- ra tratar los datos obtenidos de la platina universal). Así como también otros destinados a la cuantificación de la deformación, se programaron los métodos de FRY (1979) y DUNNET (1969).

2.- Trabajo de campo; el cual consistió en:

- Cartografía.- Se procedió a levantar una cartografía geológica detallada a escala 1:25.000, sobre una ampliación del mapa topográfico de España (Edición Militar), a escala 1:50.000. En las áreas donde existen planos de escala 1:10.000 el levantamiento se realizó sobre ellos.

- Fotogeología.- En el área cartografiada, se hizo un estudio fotogeológi- co, sobre los fotogramas del vuelo B,USA. 1957-1959, a escala aproximada 1:33.000.

- Toma de datos.- Conforme se realizó la cartografía, se tomaron datos es- tratigráficos, estructurales y petrológicos.

- Muestreo.- Se recogió un conjunto de muestras rocosas debidamente orientadas y distribuidas uniformemente por toda la región. Recibiendo especial atención la zona de cizalla, donde se tomaron muestras seriadas, de los distintos tipos litológicos, de las segregaciones de cuarzo y de algunos elementos estructurales de fácil muestreo (p.e. micropliegues).

3.- Realización de la investigación en el laboratorio. El principal aspecto desarrollado, fué la preparación de las muestras de roca obtenidas, el tratamiento seguido consiste en:

- Identificación en la muestra de los distintos elementos tectónicos.

- Corte de la roca según tres planos paralelos entre sí, y que son: Plano paralelo a la esquistosidad (S_2), Plano normal a la lineación (l_2) y a la esquistosidad (S_2), Plano paralelo a la lineación (l_2) y perpendicular a la esquistosidad (S_2).

Son secciones próximas, a los planos YX, ZY, ZX, del elipsoide de deformación que origina estas estructuras.

- Dependiendo de las características de cada roca, se hicieron láminas delgadas, según el plano XZ, y en bastantes casos según el plano ZY.

- Las muestras de estructuras tectónicas, se cortaron y prepararon, en función de la orientación de estas, para su estudio posterior.

4.- En el cuarto estadio de la investigación, se trataron en gabinete los datos obtenidos.

De una manera sucinta el trabajo desarrollado se fundó en:

- Análisis de los datos de campo.

- Tratamiento de los elementos estructurales. (Clasificación de pliegues, esquistosidades, lineaciones, etc.)

- Tratamiento de datos estratigráficos. (Establecimiento de las sucesiones de cada formación, microestructuras, etc).

- Tratamiento de datos petrológicos. (Determinación de los minerales índice de rocas pelíticas, venas de cuarzo. Composición de las rocas, etc).

- Análisis de las muestras.

- Estudio de las muestras desde tres puntos de vista:

Petroológico (Composición, Blastesis-deformación, etc).

Estructural (Tipos microestructurales, Relaciones entre estas, etc).

Petrofábricas (Estudio de la orientación óptica del cuarzo, por medio de una platina universal de 4 ejes de Federov).

- Estudio en las muestras de mano de las distintas estructuras (Pliegues, lineaciones, etc). Cuantificación de la deformación, en función de los distintos marcadores que contiene cada muestra.

5.- La última etapa, consiste en la interpretación de todo el conjunto de datos recogidos, para establecer los modelos tectonometamórficos y evolutivos de la zona de cizalla.

Hay que indicar que aunque el orden en la ejecución del trabajo es el expuesto, ciertos puntos son complementarios y por tanto sincrónicos entre sí, - pues la información obtenida sirve para resolver los problemas existentes.

La revisión bibliográfica, tanto regional como específica, se continuó durante toda la investigación, incluyendo los nuevos trabajos publicados durante esta.

0.3 PLAN DE LA MEMORIA

Debido al caracter específico del tema desarrollado en este trabajo, pero que a su vez está fuertemente ligado a un conocimiento previo de la geología regional de este sector del Macizo Hespérico, es complicado establecer los puntos de la memoria. Por este motivo nos parece adecuado, incluir este apartado, aclarando el orden adoptado en la estructuración de la presente tesis, siendo este el siguiente:

- Introducción general al tema de estudio indicando los objetivos, e incluyendo un capítulo con los antecedentes geológicos regionales, al igual que los específicos sobre el tema a investigar.

- Primera parte, resumiendo en ella la situación geológica general previa a la estructura tectónica estudiada. Esta parte está fundamentada en gran medida, sobre la reinterpretación de la información bibliográfica, la cual se une con los nuevos datos aportados en esta tesis. No obstante hay que indicar que los temas que se discuten no son el objeto principal de la investigación.

- En la segunda parte, se tratan los procesos relacionados con la zona de cizalla, describiéndose tanto los datos estructurales como los metamórficos.

- En la tercera parte, se discuten y se proponen modelos sobre la evolución de la zona de cizalla de Berzosa. Así como las modificaciones producidas por posteriores etapas de deformación.

Por último exponemos las conclusiones que obtenemos de la discusión de todos los datos expuestos en esta memoria.

0.4 SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

El área de trabajo se encuentra comprendida entre el borde Sur de la Cuenca del Rio Duero y el límite Norte de la Cuenca del Rio Tajo. Abarcando parte de las provincias de Burgos, Segovia, Guadalajara y Madrid (Fig.1). Esta superficie corresponde a las hojas Nº 375, 403, 432, 458, 459 y 485 del mapa topográfico nacional a escala 1:50.000.

Topográficamente el corredor estudiado discurre sobre dos áreas distintas.

La primera corresponde al Macizo de Honrubia, que con una cota máxima de 1.377 m. constituye el escarpe más septentrional de la Sierra de Guadarrama. Morfológicamente se muestra como una gran elevación sobre la llanura formada por los sedimentos que rellenan la Cuenca del Duero.

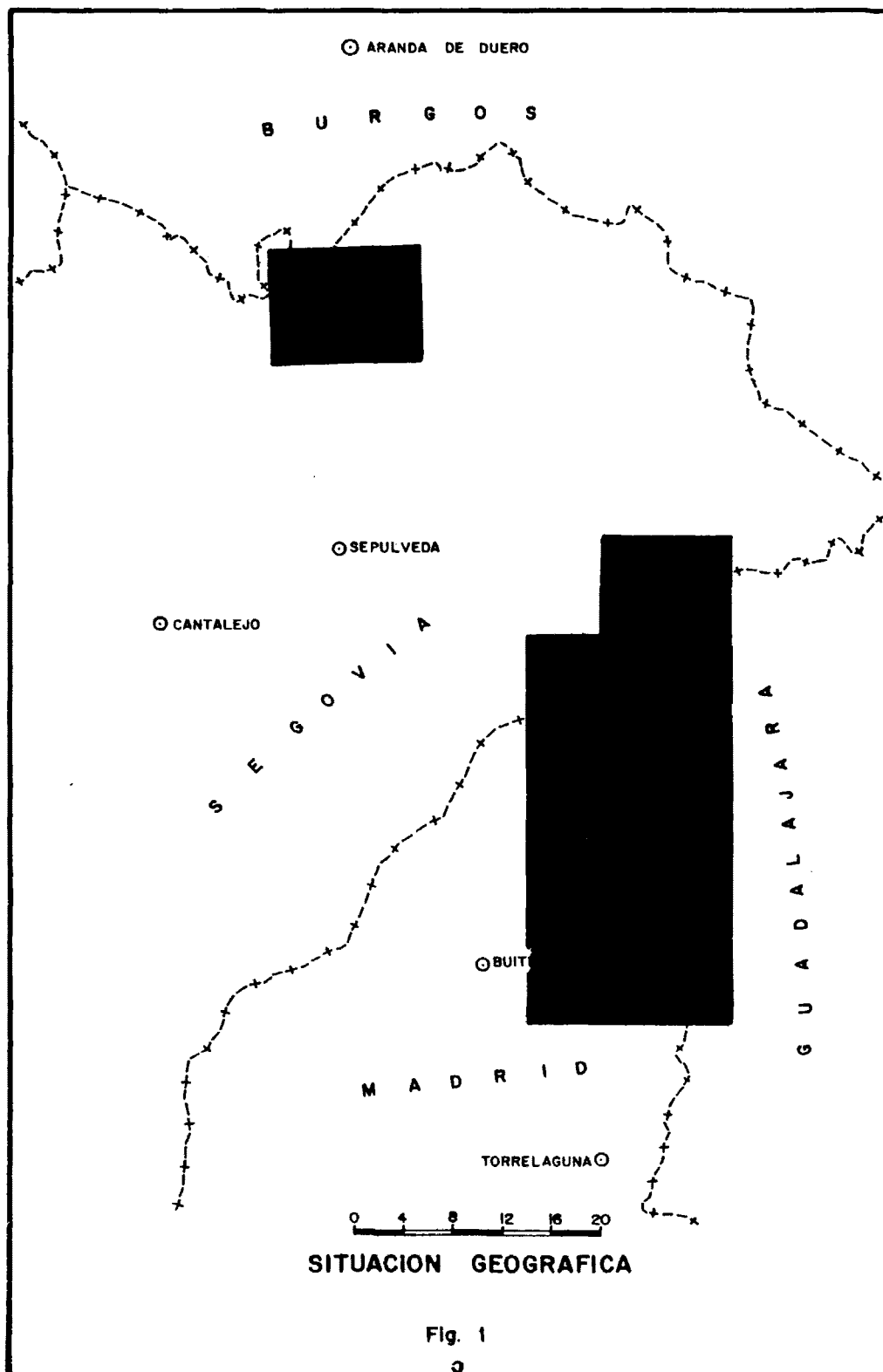
La segunda zona cruza de Norte a Sur la Sierra de Guadarrama, en el sector de Somosierra. El relieve es muy accidentado, debido a que la región incluye dos de las altitudes máximas de esta sierra, el pico del Lobo (2.273 m.) y la peña de la Cabra (1.834 m.). El área de estudio comprende pues, el gran resalte del límite Norte de Somosierra, con un desnivel próximo a mil metros. En la vertiente meridional de esta sierra, la pendiente es menor discuriendo el eje del corredor estudiado a lo largo del valle alto del Rio Jarama, hasta alcanzar nuevamente relieves importantes en los alrededores de la Peña de la Cabra.

En las proximidades del Pico del Lobo, es habitual encontrar pequeños circos glaciares con alguna morrena. Y en la cabecera de algunos arroyos hay sedimentos de origen fluvio-glaciar.

Geológicamente el sector investigado se localiza en el Macizo Hespérico. Su posición dentro de este es discutible, debido a su situación sobre los límites entre dos zonas del mismo.

Según la división de LOTZE (1945) se encuentra comprendido entre las zonas "Galaico-Castellana" y "Asturoccidental-Leonesa". Ya que la mitad Oeste de la zona se incluiría en la primera, mientras que la otra mitad es más afín a la segunda zona..

En la zonación propuesta por JULIVERT et al (1974), la situación se repite, ya que parte de la región estudiada sería de la zona "Centro Iberica" y parte de la "Asturoccidental-Leonesa", incluso el límite propuesto para estas dos zonas, un antiforme en cuyo núcleo aflora la formación "Olla de Sapo", discurre por el área de trabajo (En el Macizo de Honrubia) o en proximidad a la misma (Macizo de Hiendelaencina) (Fig.2).



Esta situación del sector limítrofe entre dos zonas fué generalmente aceptada por los autores que trabajaron en esta región (FERNANDEZ CASALS, 1976; ARENAS, 1979; GONZALEZ CASADO, 1982). Por este motivo el corredor de cizalla objeto de esta investigación, se propuso como límite entre las zonas del Macizo Hespérico, citadas anteriormente (CAPOTE et al, 1977). La posición de este sector se ha fijado en los últimos años (GUTIERREZ MARCO et al , 1984) en base a la fauna existente que permite establecer que las dos áreas limitadas por el corredor de cizalla pertenecen ambas a la zona "Centro-Iberica". Es decir, la región estudiada está en el limite Oriental de la zona Centro-Ibérica.

Las rocas metamórficas que afloran en el corredor estudiado se encuentran separadas espacialmente, por los sedimentos terciarios del borde Sur de la Cuenca del Duero, que bordean al Macizo de Honrubia y por otro lado forman el límite Norte de la sierra de Guadarrama (Fig.3).

Las rocas cristalinas estudiadas, se encuentran recubiertas en algunos puntos por, un conjunto de sedimentos de origen glacial (Morrenas y depósitos fluvio-glaciares), y también por "rañas" que recubren indistintamente el terciario o las rocas metamórficas (Zonas de Riaza), o bien sólo los materiales cristalin^{os} (Zona de Berzosa-Montejo). Estos sedimentos estan ligados a la denudación de las rocas metamórficas y especialmente de las cuarcitas.

También existen recubrimientos sedimentarios de origen fluvial, formados por los depósitos aluviales y terrazas asociadas a los rios de la región.

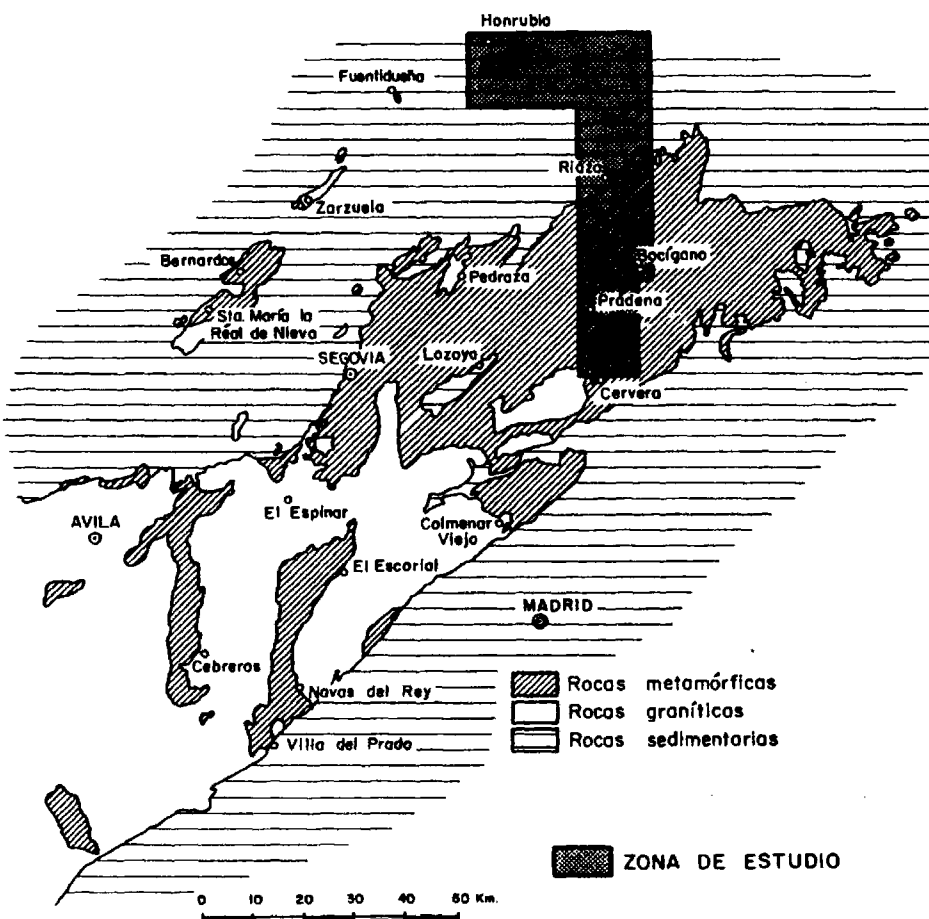


Fig. 3

0.5 ANTECEDENTES REGIONALES

El estudio de la parte Oriental del Sistema Central y del Macizo de Honrubia, comienza en la segunda mitad del siglo XIX, con un conjunto de trabajos generales que abordan aspectos estratigráficos, mineralógicos, geomorfológicos, etc. Como autores más notables de este primer periodo, podemos citar entre otros a PRADO (1864), CORTAZAR (1881), CASTEL (1880) y PALACIOS (1879), que con sus descripciones físico-geológicas de las provincias de Madrid, Segovia y Guadalupe, hacen ya hincapié en temas específicos como la estratigrafía y origen de algunas rocas.

Al final del siglo pasado sobresalen los trabajos de MC PHERSON (1883, 1896) y MALLADA (1895) que discuten sobre metamorfismo y cronología de rocas y granitos de la región.

Ya en el comienzo del presente siglo, surgen numerosos autores que tratan en profundidad temas como la geología regional y las rocas metamórficas. Hay que citar a CARANDELL (1914) por sus investigaciones sobre el origen de los materiales de la Sierra de Guadarrama. A LOTZE (1929) y SCHRODER (1930) que ya establecen una edad de paleozoico inferior para las rocas del sector Oriental del Guadarrama, y HERNANDEZ PACHECO (1923 y 1942), que pone de manifiesto distintos aspectos de la evolución geomorfológica y orogénica del Guadarrama.

En la década de los años cincuenta se produce el primer salto cualitativo pasando de los trabajos generales a otros más específicos. Esta nueva generación de autores desarrolla fundamentalmente temas petrológicos HEIM (1952), WAARD (1950), estratigráficos o de correlación con otras áreas, PARGA et al (1964), SOMMER (1965), SCHAFER (1969). De otro lado comienzan a publicarse las primeras cartografías geológicas de estas zonas, SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1952 y 1955), FEBREL et al (1958), FUSTER y FEBREL (1959).

Desde los años sesenta hasta la actualidad, se produce un aumento exponencial en el número de autores, así como una gran especialización en los temas de investigación sobre este sector del Sistema Central.

Surgen dos vertientes sobre las que se centra la investigación, una es la tectónica y la estratigráfica, y la otra la petrología y estratigrafía. Desde el punto de vista cronológico se pueden separar dos etapas, una inicial donde coexisten los investigadores nacionales y extranjeros (década de los sesenta y comienzo de los setenta), y una etapa final donde dominan las investigaciones nacionales.

En los aspectos tectónicos y estratigráficos hay que citar a SOMMER (1965) BARD et al (1970), FERNANDEZ CASALS y CAPOTE (1970), que junto con BABIN (1971) SOERS (1972), BISCHOFF et al (1973) y FERNANDEZ CASALS (1974 y 1976), establecen las bases del conocimiento tectónico. Determinan que la principal etapa orogénica es la Hercínica y que esta consta de tres fases de deformación principales. También realizan una importante labor estableciendo, las sucesiones estratigráficas de la región. Ya en la década de los años ochenta se desarrollan numerosas investigaciones, tesis y tesinas sobre estos mismos temas (GONZALEZ LODEIRO, 1981; GONZALEZ CASADO, 1982). Como autores destacados en la investigación petrológica sobre esta región del Sistema Central, cabe citar a APARICIO y GARCIA CACHO (1970), BARD et al (1973 y 1971), FUSTER y GARCIA CACHO (1970 y 1971) y GARCIA CACHO (1973) que ponen los cimientos para el estudio petrológico de la zona. Sus publicaciones indican el tipo y las características de los procesos metamórficos.

En los últimos años se han venido estudiando numerosos detalles específicos de los procesos metamórficos y magmáticos. Destacan entre otros FUSTER et al (1974) y LOPEZ RUIZ et al (1975) sobre las características generales del metamorfismo. CAPDEVILA et al (1973), APARICIO et al (1975) y BELLIDO (1979) estudian las rocas plutónicas. En temas muy particulares de los procesos metamórficos destacan ARENAS (1979), LOPEZ RAMOS (1980) y CASQUET y NAVIDAD (1985).

Hay que reseñar, que junto con estas dos grandes líneas de trabajo, en los últimos años se investiga en muchos aspectos particulares de la geología de esta región. Como son, la mineralogía (VINDEL y GUMIEL, 1981; LOCUTURA et al, 1985), la petrogénesis (NAVIDAD, 1975 y 1978 a y b; ARENAS et al, 1980; CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981), la paleontología (BULTYNCK y SOERS, 1971; CARLS, 1969; GUTIERREZ MARCO et al, 1984).

0.6 LA ZONA DE CIZALLA DE BERZOSA (ANTECEDENTES)

Casi todos los investigadores que estudian la tectónica de la región Buitrago-Hiendelaencina, coinciden en asignar la formación de las principales estructuras a la orogenia Hercínica.

No obstante se discute la existencia de etapas de deformación anteriores. Para varios autores, FERNANDEZ CASALS (1974 y 1976), GONZALEZ LODEIRO (1981a), existe una discordancia entre series de probable edad Precámbrica-Cámbrica, - discordancia Asintica por tanto. También las series Ordovícicas se encuentran - en discordancia sobre su substrato, hecho puesto de manifiesto por varios autores y en distintas localidades del Sistema Central, CAPOTE (1972) en Muñico, - SOERS (1972) y GONZALEZ LODEIRO (1981c) en Hiendelaencina, GONZALEZ CASADO (1982) en Honrubia, y FERNANDEZ CASALS (1976) en Buitrago. Existen por tanto dos discordancias, una clara y otra probable, que indican la existencia de movimientos anteriores a la deformación de las series Paleozoicas, y por tanto a la orogenia Hercínica.

Durante la deformación Hercínica hay un consenso general en afirmar que - las tres primeras fases son las más importantes, y además que las dos primeras van acompañadas de metamorfismo. La primera origina grandes pliegues vergentes al Este y una esquistosidad muy penetrativa. La segunda produce importantes zonas de cizalla y esquistosidad. La tercera, es vergente al Oeste, modificando - notablemente a las estructuras anteriores, lleva asociada una esquistosidad de crenulación, y puede relacionarse con los últimos momentos del metamorfismo o bien con una etapa retrometamórfica.

Con posterioridad a estas fases principales de deformación parecen existir por lo menos otras dos etapas menores, fase cuarta y fase quinta, que no generan esquistosidad, pero que son responsables de la forma actual de los afloramientos.

La zona de cizalla de Berzosa, tiene su origen durante la segunda fase, - al igual que otras grandes zonas de cizalla de la región, como son las de Hiendelaencina (GONZALEZ LODEIRO, 1981c) Santa Maria de la Alameda (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975; MARTIN ESCORZA, 1977), y Muñico (CAPOTE, 1972).

Las primeras referencias a la zona de cizalla de Berzosa, son de FERNANDEZ CASALS (1976), que describe por primera vez este corredor de cizalla. La actuación de esta zona de cizalla como un cabalgamiento fué propuesto inicialmente por CAPOTE et al (1977) y posteriormente por FERNANDEZ CASALS (1979) y GONZALEZ LODEIRO (1981a) Son estos mismos autores, (CAPOTE et al, 1981), los que des

criben un modelo que explicaría en parte la evolución tectonometamórfica del -
área Somosierra-Guadarrama en base a la actuación de la falla de Berzosa. Esta
se comportaría como un gran cabalgamiento vergente al Este, por medio del cual
se superponen los materiales profundos, sobre rocas más someras. Este proceso
originaría una inversión metamórfica y sería el responsable de la existencia -
de dos estrechas zonas metamórficas (distena y Andalucita), que discurren para
lelamente y a los lados de este cabalgamiento.

En este trabajo se estructura el Sistema Central en función de estos ca--
balgamientos, indicando la falla de Berzosa el límite entre dos dominios --
(Guadarrama y Ayllon). Existen algunas variaciones de este modelo como la pro-
puesta por ARENAS et al (1982).

En los últimos años se establece la prolongación de esta zona de cizalla
hacia NW (GONZALEZ CASADO, 1982), y diversas características de la misma (GON-
ZALEZ CASADO et al, 1985), como puede ser, su actuación como un desgarre en el
macizo de Honrubia. También se ha indicado su prolongación en el macizo de San
Pedro (DELGADO, 1986).

1ª PARTE

**CONTEXTO GEOLOGICO PREVIO A LA ZONA
DE CIZALLA DE BERZOSA-HONRUBIA.**

1.I. RASGOS ESTRATIGRAFICOS.

1.1 INTRODUCCION

El objeto de este capítulo es definir las principales características litoestratigráficas de las series que se encuentran en las proximidades del corredor de cizalla, y por tanto relacionadas con este.

La división más importante que se puede establecer, es la existencia de - formaciones Ordovícicas al Este de la banda de cizalla (Dominio Este, Fig.4), mientras que al Oeste de esta estructura no existen series con esa edad (Dominio Oeste, Fig.4). En ambas zonas existen rocas Preordovícicas, estando en el dominio Oriental separadas del Ordovícico por medio de una discordancia. La edad de las series infradiscordancia es difícil de determinar debido a la ausencia de cualquier marcador cronoestratigráfico.

La relación entre las formaciones rocosas que afloran a ambos lados de la zona de cizalla, es compleja, debido al salto producido por el cabalgamiento. Algunos autores han correlacionado las series, sobre criterios litoestratigráficos (FERNANDEZ CASALS, 1976 y FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO, 1985).

En este capítulo describimos las formaciones que se encuentran a ambos lados de la cizalla, pero atendiendo a su posición con respecto al Ordovícico, - que es el único criterio definido existente.

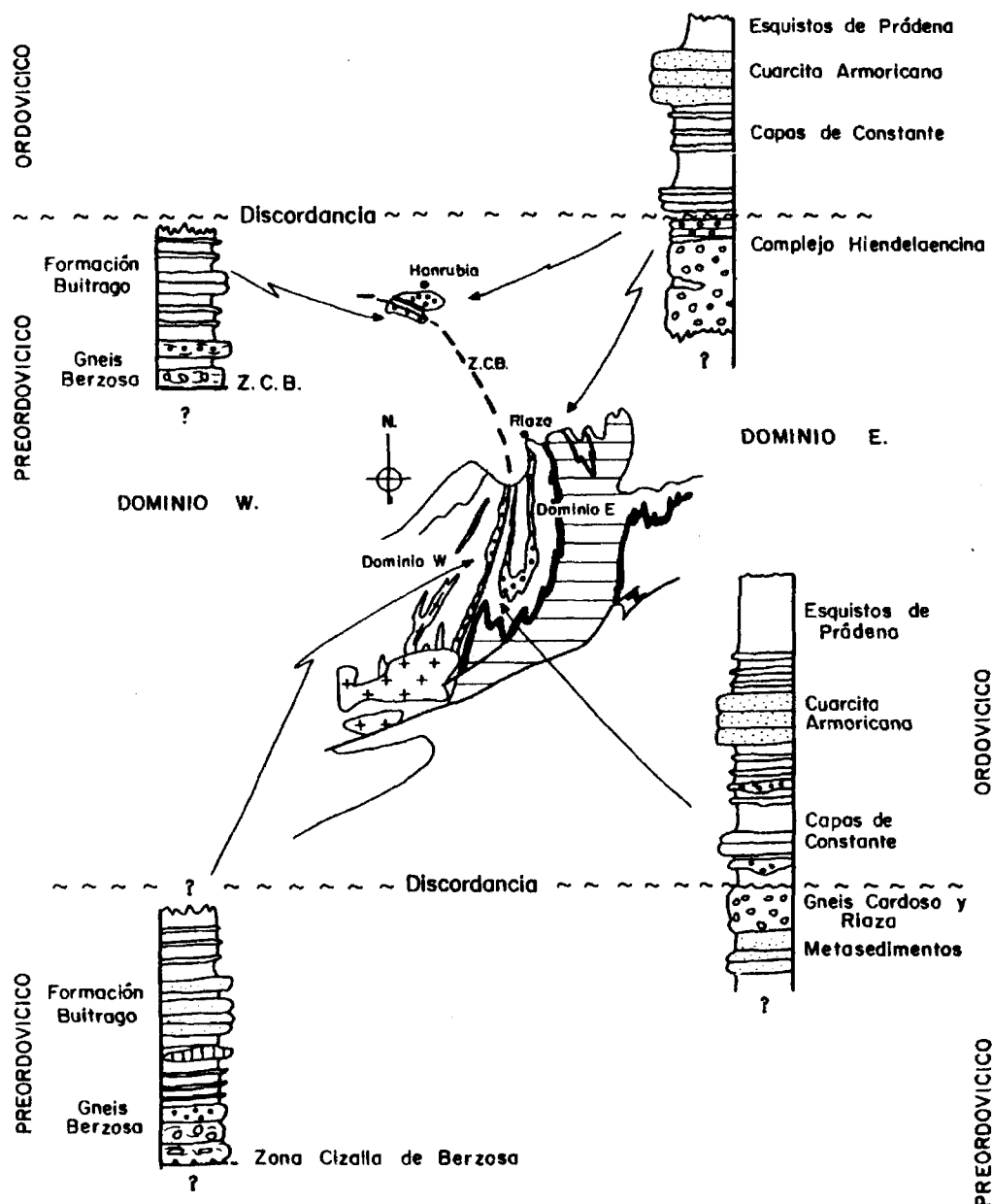


Fig. 4

I.2 FORMACIONES PREORDOVICICAS

En este capítulo describimos las principales características litoestratigráficas de las formaciones infradiscordancia, así como una breve descripción de la composición de los tipos litológicos más importantes dentro de cada formación.

DOMINIO OESTE

Situado al Oeste de la zona de cizalla de Berzosa, está formado por dos tipos litológicos, Gneis Berzosa y Gneis Buitrago. Los cuales se encuentran estructuralmente invertidos debido a las deformaciones Hercínicas.

I.2.1 Gneis Berzosa.-

Estos gneises limitan la zona de cizalla de Berzosa por el Oeste. Formando la base de la sucesión estratigráfica del Dominio Oeste (Fig.4).

Muestran una gran continuidad lateral, ya que afloran paralelos a la traza de la falla estudiada entre Berzosa y Honrubia, a lo largo de más de 100 Km.

Bajo esta denominación agrupamos varios tipos de gneises que recibieron distintos nombres en función del autor y sector en que se definieron. La nueva información cartográfica muestra que tipos de gneises se pueden englobar bajo el nombre propuesto. Estos son de Sur a Norte:

Gneis de Berzosa (BISCHOFF et al, 1973; FERNANDEZ CASALS, 1974; CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975), Gneis de Nazaret (SCHAFER, 1969; GARCIA CACHO, 1973; NAVIDAD, 1975), Gneises de Riaza (Nos referimos a los afloramientos situados al N.W. y S.W. del Pico del Lobo, y no al gneis existente en las inmediaciones de Riaza) (GARCIA CACHO, 1973; ARENAS, 1979), Gneis de Berzosa (Tramo situado en Honrubia) (CAPOTE et al, 1981).

Pese a la gran extensión lateral de estas facies, los afloramientos son discontinuos, sobre todo en el tramo Montejo-Riaza. (Ver mapa Geológico).

Dentro de este grupo de gneises podemos distinguir tres tipos litológicos principales, que son los que hemos diferenciado cartográficamente.

A.- Gneises glandulares, su composición es:

Q, FK, Plaa, Ms, Biot con GR, Ap, Cr, TURM, opacos y esporadicamente mona

cita como accesorios. Las glándulas son de feldespato o plagioclasa, con tamaños que oscilan entre 6 y 1 cm. (Gneises Macro y microglandulares). El circón y la monacita suelen tener formas redondeadas (Lámina 1).

B.- Gneises pelíticos, esquistos y rocas de silicatos cálcicos, estas litologías se encuentran siempre subordinadas a los tipos anteriores, constituyendo intercalaciones en ellos.

La composición de los términos más pelíticos es:

$Q + Ms + Biot \pm Plag \pm GR \pm St \pm Ky \pm Sill$

Las intercalaciones cálcicas, son en su mayor parte de anfibolitas - con $Q + HN + GR + Plag \pm Cpx$, y en menor proporción de cuarcitas granatíferas : con $Q + HN + GR +$ esfena y circón. Estas rocas son en términos - generales equiparables a las anfibolitas de tipo Paredes descritas por CASQUET y FERNANDEZ CASALS (1981).

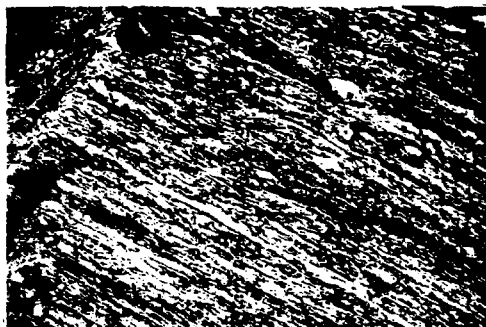
C.- Leucogneises, compuestos por:

$Q + FK + Plag + Ms \pm Biot \pm GR \pm TURM$, en los que se distinguen a veces zonas con glándulas proterógenas de 1 a 2 cm. de feldespato y cuarzo más pequeño. Estos gneises suelen presentar en ocasiones, un bandeo microscópico de tipo blastomilonítico. También existen afloramientos en los cuales los leucogneises engloban nidos de turmalina con formas elipsoidales. (Lámina 1, b y c).

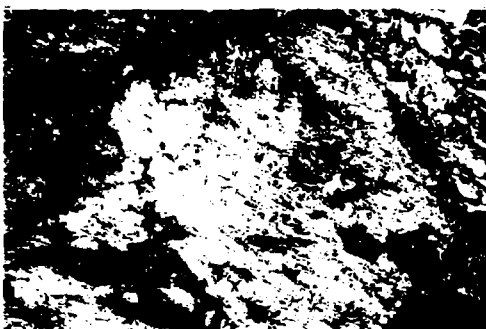
Por regla general la relación que existe entre estos tipos litológicos es siempre la misma. Esta consiste en gneises glandulares (tipo A) en la base y sobre estos se encuentran normalmente un potente nivel de leucogneises (tipo C). Los gneises pelíticos cuando existen (p. ej. en Honrubia (Ver mapa Geológico)), se disponen entre los gneises glandulares y los leucogneises. No obstante existe algún afloramiento (p. ej. en Berzosa (Ver Mapa Geológico)) donde esta sucesión no se cumple.

Hay que resaltar que los leucogneises que contienen nidos de turmalina, no cumplen la ordenación establecida, estos cuerpos se encuentran siempre muy próximos o dentro de la zona de cizalla.

A) Aspecto de los gneises glandulares (Gneis Berzosa)



B) Nivel de leucogneises con glandulas (Gneis Berzosa)



C) Nidos de turmalina en los leucogneises (Gneis Berzosa)



SIGNIFICADO Y EDAD

Respecto al origen del conjunto de Gneises de Berzosa, se han dado diferentes interpretaciones:

1) Se suponen derivados de cuerpos volcánicos o volcanosedimentarios, (BISCHOFF et al, 1973; FERNANDEZ CASALS, 1974; CAPOTE, 1975; CAPOTE et al, 1977; NAVIDAD, 1978). En esta hipótesis los leucogneises procederían de antiguas vulcanitas ácidas. (SCHAFFER, 1969).

2) El conjunto de estos gneises sería sedimentario (GARCIA CACHO, 1973). El conjunto se interpreta como una alternancia detrítica (Los leucogneises procederían de tramos arcósicos).

3) Esta tercera hipótesis propone una interpretación mixta para el Gneis Berzosa, ya que este procedería de rocas volcánicas, volcanosedimentarias y plutónicas (ARENAS, 1979; ARENAS et al, 1981). Esta hipótesis es la que apoyamos en este trabajo, pero precisando que los únicos tipos litológicos procedentes de rocas plutónicas, son los leucogneises con nidos de turmalina, los cuales están siempre en las proximidades de la zona de cizalla de Berzosa y por tanto pensamos que podrían estar relacionados con la misma, como se discutirá más adelante.

La edad del Gneis Berzosa es difícil de establecer, ya que el único dato - sobre su posición, es el encontrarse debajo de la discordancia de base de Ordovícico. Lo situamos por tanto como preordovícico (GONZALEZ CASADO y CAPOTE, 1986).

Las edades que se le asignan por otros autores son diversas; normalmente - Cámbricas o Precámbricas, y se fundan en correlaciones litoestratigráficas.

Hasta que se obtengan dataciones radiométricas precisas, será difícil determinar la posición cronoestratigráfica exacta de estos gneises.

1.2.2 Gneis Buitrago.-

Engloban a todos los metasedimentos que afloran al Oeste del Gneis Berzosa. Incluye los tramos B₂ y parte del B₁, de la Formación Buitrago descrita inicialmente por CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975).

Esta serie presenta una gran continuidad lateral, pues aflora desde el macizo granítico de la Cabrera hasta Honrubia por el Norte, y por el Sur se continúa probablemente en el macizo de San Pedro.

En este trabajo solo se describen de esta serie, las rocas que no han superado el grado medio metamórfico, esto es las situadas entre el Gneis Berzosa y la isograda de la Moscovita (-) que marca aproximadamente el límite occidental de este trabajo.

Desde el punto de vista tectónico, estas rocas se encuentran invertidas estructuralmente.

Estratigráficamente se puede dividir en tres grandes tramos, separados entre si por contactos muy netos, que permiten individualizar cada región en función de las asociaciones de tipos rocosos que presenta. Estos tramos son de muro a techo:

TRAMO A:

Se sitúa sobre el conjunto del Gneis Berzosa y cuando estos gneises no aparecen se apoya directamente sobre la Zona de Cizalla de Berzosa.

Esta compuesto fundamentalmente por esquistos, en los que se intercalan niveles decimétricos de metasamitas.

La composición mineralógica de estas rocas es:

$Q + Ms + Biot + Plag \pm FK \pm St \pm Ky \pm Sill \pm GR \pm Turm$

Hacia la base de este tramo se localizan intercalaciones anfibólicas aisladas, formadas mayoritariamente por:

$Cpx + GR + Plag + Anf$

Estas anfibolitas son análogas a las relacionadas con el Gneis Berzosa, por lo que han sido incluidas en el mismo conjunto (Anfibolitas de Paredes) (CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981).

Hay que reseñar la presencia puntual de grandes intercalaciones de mármoles en cuerpos discontinuos de forma lenticular, pero que alcanzan más de 1.000 m. de longitud. El afloramiento más importante es el de Riaza, donde están bien representados los mármoles y las rocas de silicatos cálcicos asociadas, en forma de capas decimétricas o métricas intercaladas entre los materiales de este tramo. (Lámina 2).

La existencia de este tipo parece una característica de la base de este tramo, y que podría ser útil como nivel guía.

Una característica de estas rocas es la existencia de Skarns superpuestos, que suelen llevar asociadas mineralizaciones. (Lámina 2, A y B)

TRAMO B:

Presenta una gran variabilidad lateral y poca potencia, debido a estas características en muchos casos es imposible su separación del tramo anterior. Es en Honrubia donde se encuentra mejor definido, allí consiste en un paquete de cuarcitas blancas, que puede alcanzar varias decenas de metros de potencia. Constituye un buen marcador estratigráfico, debido a su composición, y a los relieves positivos que origina. En otros puntos de la región los tramos cuarcíticos son más delgados, y por tanto difíciles de separar del tramo anterior.

Hacia techo este conjunto de cuarcitas pasan progresivamente a una alternancia de gneises micaceos, esquistos y metasamitas.

La composición de la cuarcita es:

Q + Ms y como accesorios Turmalina, Circón, Granate e ilmenita.

Hay que destacar que el cuarzo en estas rocas, presenta texturas acintadas indicadoras de una fuerte deformación (Lámina 2,C).

TRAMO C:

Se dispone en forma de un transito gradual, sobre las cuarcitas inferiores, formado por alternancias de gneises y gneises semipelíticos, con cuarcitas y cuarcitas feldespáticas de tipo subarcósico subordinadas, estas tienen generalmente potencias inferiores al metro. Este tramo en el sector estudiado tiene una marcada polaridad, pues en la base dominan las rocas cuarcíticas mientras que a techo lo hacen los términos gneisicos.

La composición de los gneises es:

Q + Ms + Bt + Sill \pm Plag \pm FK \pm GR \pm Ky y turmalina, circón y apatito accesorios. Las cuarcitas feldespáticas están formadas mayoritariamente por Q + FK y algo de Biot. y Ms. Una característica importante de estas rocas es la abundancia de numerosas intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos y anfibolitas. Al igual que en el caso anterior son del tipo Paredes, (CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981).

SIGNIFICADO Y EDAD

Todo este conjunto muestra una marcada ritmicidad, hacia el muro predominan los tipos samíticos y anfibólicos, que terminan con las cuarcitas del tramo C,

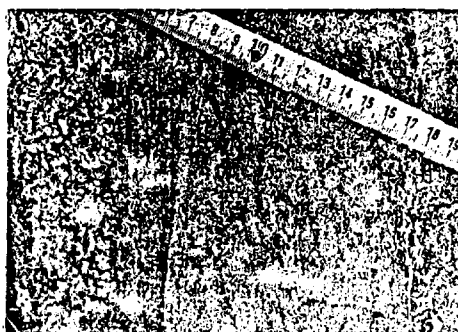
A) Alternancia de cuarcitas
 , metasamitas y esquistos, en
 el Tramo A del Gneis Buitrago.



B) Niveles de marmoles inter-
 calados en el Tramo A del
 Gneis Buitrago.



C) Capas de cuarcitas del
 Tramo B del Gneis Buitrago.



LAMINA 2

24 bis

mientras que hacia el techo la serie pasa a ser más pelítica, comenzando con algunos niveles anfibólicos. Todos estos datos sugieren un conjunto detrítico con niveles margosos y calcáreos intercalados, como litologías premetamórficas.

Estos tramos son equivalentes a los miembros B₂ y parte del B₁ de la Formación Buitrago de CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975). Pese a que la sucesión general que estos autores proponen es inversa a la descrita por nosotros, ya que los criterios de posición de techo y muro son distintos.

La edad de estos gneises es difícil de establecer, debido a la inexistencia de datos para definirla. Al encontrarse por encima del Gneis Berzosa, pero por debajo del Ordovícico conocido, proponemos su edad como Preordovícica, sin poder hacer otras precisiones.

Los autores que trabajaron en esta región, proponen en base a correlaciones litoestratigráficas, basadas fundamentalmente en la existencia de niveles carbonatados, (Calizas de Somosierra), una edad Cámbrica (FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1970; GARCIA CACHO, 1973; LOPEZ RUIZ et al, 1975) o Precámbrica (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975; CAPOTE et al, 1977; CAPOTE y SAN JOSE, 1983).

DOMINIO ESTE

Formado en gran parte por un conjunto de gneises glandulares que están en contacto con el Ordovícico mediante una discordancia.

Afloran siempre al Este de la zona de cizalla de Berzosa, en dos grandes antiformas, la del Cardoso y la Honrubia. (Ver Mapa Geológico).

En la antiforma del Cardoso, estas series están formadas por un conjunto de metasedimentos, el Gneis Cardoso y el Gneis Riaza (S.S.). En la segunda se encuentra principalmente gneises glandulares semejantes al "Ollito de Sapo" con metasedimentos asociados. similares a los de la Formación Hiendelaencina (GONZALEZ LODEIRO, 1981).

I.2.3 Gneises y Metasedimentos de la Formación Hiendelaencina.-

Estas series se localizan en la antiforma Becerril-Honrubia (GONZALEZ CASADO et al, 1985), en cuyo núcleo afloran gneises glandulares del tipo "Ollito de Sapo" equivalentes a los existentes en Hiendelaencina, (APARICIO y GARCIA CACHO, 1970; NAVIDAD, 1978; GONZALEZ CASADO, 1982) y equiparables también al "Ollito de

Sapo" del Noroeste peninsular (PARGA et al, 1964).

Se caracterizan por ser un conjunto de gneises porfiroides, macroglandulares (glandulas de 3 a 15 cm.) muy homogéneos. Las glándulas más abundantes son grandes cristales proterógenos de feldespato potásico albitizado, muy idiomorfo. También hay glándulas de cuarzo y plagioclasa. La matriz está compuesta por: Q + Plag + FK + Ms + Biot.(LAMINA 3).

Dentro de estos gneises podemos separar dos tramos:

TRAMO A:

Esta situado en la base estructural del conjunto gneisico, no llegando a hallarse su muro en el afloramiento.

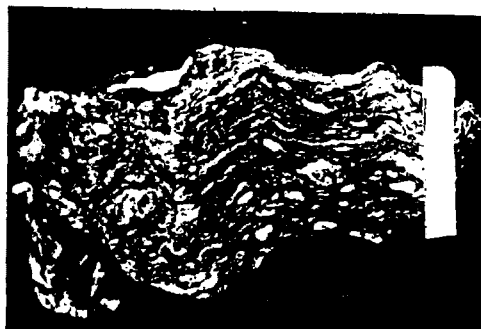
Lo constituyen un potente conjunto de gneises macroglandulares muy homogéneos, que no obstante tienen algunas intercalaciones de otros tipo rocosos. Estos son normalmente niveles aislados dentro de la masa gneisica - de cuarcitas o metagrauwacas, existen también rocas cálcicas. Dentro del grupo de rocas cálcicas se distinguen tres tipos litológicos.

- Anfibolitas Porfiroides, formadas por glándulas de plagioclasa (An-26-27) en una matriz de Q + Plag + Anf y apatito y granate accesorios.
- Mármoles, compuestos por Cc + Hn + Plag + Esfena y apatito. La plagioclasa puede estar en forma de glándulas aisladas en la matriz. - Esta roca se transforma progresivamente en las anfibolitas porfiroides mediante la desaparición progresiva de los carbonatos. (LAMINA 3).
- Rocas de Skarn, sobre las anfibolitas porfiroides se superponen un Skarn, resultando paragénesis complejas originadas por reemplazamientos, la roca afectada alcanza de 10 a 20 m. de potencia y contiene mineralizaciones metálicas.

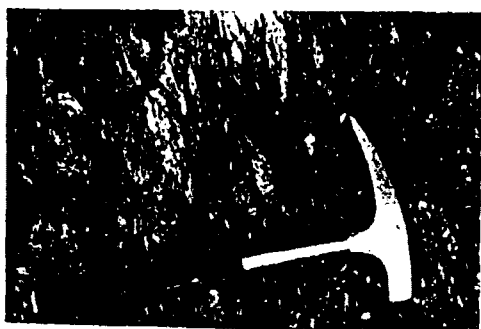
TRAMO B:

Comienza con un transito neto con el gneis porfiroide grueso. Alcanza un desarrollo variable según las zonas en que aparece, debido a que parte de la serie primitiva está eliminada por la discordancia de base del Ordovícico o por la falla de Honrubia (Gonzalez Casado et al, 1985). En el primer caso puede superponerse el Ordovícico directamente sobre el tramo A.

A) Aspecto de los Gneises tipo "Olló de Sapo".



B) Contacto entre el gneis glandular "Olló de Sapo" y los metasedimentos.



C) Capas de marmoles intercaladas en el gneis "Olló de Sapo".



D) Aspecto del gneis glandular del Cardoso.



Está formado en su muro por gneises glandulares que alternan con meta samitas, sobre ellos se superpone un conjunto de esquistos, gneises y cuar citas, con algún nivelillo anfibólico. Hay que reseñar la existencia de es tauroлита y granate en los esquistos, y niveles aislados con abundante tur malina (turmalinitas).

SIGNIFICADO Y EDAD

Las intercalaciones estratiformes del Tramo A, las alternancias de gneises glandulares y metasedimentos del techo, unido a las características proterógenas de las glándulas (Sombras de presión rodeandolas, golfos de corrosión en el cuar zo, etc.), apuntan a una distribución estratoide primaria.

Las litologías premetamórficas, serían rocas volcanosedimentarias para los porfiroides (procedentes de lavas y tobas probablemente de tipo riolítico), - mientras que los gneises anfibólicos representan un episodio volcánico o subvol cánico básico (lo que explica la existencia de plagioclasas zonadas relictas). Los metasedimentos intercalados, pueden interpretarse como primitivas intercala ciones de rocas detríticas depositadas en relación con los materiales volcánicos. Este mismo origen es propuesto para el "Ollo de Sapo" en Hiendelaencina por - SCHAFER (1969), NAVIDAD (1975 y 1978) y GONZALEZ LODEIRO (1981), o en el Noroes te peninsular (PARGA et al, 1964; MARTINEZ GARCIA, 1973).

Cartograficamente el afloramiento de Honrubia se situa entre el "Ollo de Sa po" de Sanabria y el de Hiendelaencina (PARGA et al, 1964), representando el en lace entre ambas zonas. Las características del tramo inferior son similares a las de las dos áreas citadas, destacando las intercalaciones anfibólicas que se han citado también en Sanabria (MARTINEZ GARCIA, 1973).

Más problemática es la correlación del tramo superior debido a no estar cla ra su relación con el Ordovícico, no obstante y en base a las litologías que la forman, puede ser relacionable con el tramo superior de la formación Hiendelaen cina (GONZALEZ LODEIRO, 1981). Pero también puede equivaler a parte de las for maciones Cardeñosa o Angón (GONZALEZ LODEIRO, 1981), que también contienen tur malinitas, esquistos con granate y estauroлита, y anfibolitas, (NAVIDAD y PEINA DO, 1981), como ocurre en Honrubia.

Su posición cronoestratigráfica es claramente preordovícica, no obstante - en la bibliografía se le asignan diversas edades, que se pueden resumir en:

- Tramo A, Precámbrico y Tramo B, Cámbrico, con una probable discordancia entre ellos (GONZALEZ LODEIRO, 1981).
- Todo el conjunto Precámbrico (CAPOTE et al, 1977).
- Cámbrico (MARTINEZ GARCIA, 1973).
- Cámbrico-Ordovícico (ARCHE et al, 1977).

1.2.4 Gneises y Metasedimentos del Cardoso.-

En el interior de esta antiforma existen varios tipos litológicos que son: Gneis glandular del Cardoso (SCHAFER, 1969; GARCIA CACHO, 1973; NAVIDAD, 1978; - ARENAS, 1979), Gneis de Riaza S.S. (GARCIA CACHO, 1973; ARENAS, 1979).

Directamente por debajo del Ordovícico y separados de este por una discordancia se encuentran los gneises del Cardoso, que afloran en dos bandas de dirección meridiana que se unen por el Sur, dibujando una "u". Dejan en su interior un conjunto de metasedimentos que fueron interpretados como Ordovícicos (ARENAS, - 1979; GONZALEZ LODEIRO, 1981; ARENAS et al, 1982) o como Preordovícicos (BISCHOFF et al, 1973). Los nuevos datos cartográficos y estratigráficos resultantes de esta investigación, muestran una clara edad Preordovícica para estas series (GONZALEZ CASADO y CAPOTE, 1986).

En el flanco Este de esta antiforma, se situa el Gneis de Riaza, que se une lateralmente al gneis del Cardoso, mediante una serie de gneises pelíticos, con niveles ricos en cuarzo y feldespato, que a su vez alternan con una serie - esquistosa.

Por tanto de muro a techo se observan los siguientes tramos:

Metasedimentos.- Forman el núcleo de la antiforma del Cardoso, no aflorando su muro. Los niveles más profundos están formados por una serie metamítica en capas decimétricas, que alcanzan varios cientos de metros de potencia. Sobre esta sucesión hay un potente paquete esquistoso, con alguna pasada de cuarcitas, que hacia techo pueden contener nivelillos con feldespato.

En los dos tramos hay numerosos niveles de anfibolitas, con una gran continuidad lateral, y que son más afines al tipo 2 de CASQUET y FERNANDEZ CASALS (1981), que a las cuarcitas anfibólicas del Ordovícico. En muchos casos la paragénesis inicial de estas rocas está muy modificada por un Skarn posterior.

Los esquistos contienen habitualmente estaurolita y granate. GARCIA CACHO (1973) cita la presencia de distena, mineral este cuya existencia no hemos podido constatar.

SIGNIFICADO Y EDAD

Sobre la discusión de la posición Preordovícica u Ordovícica de estas series, mantenemos la hipótesis Preordovícica, en base a los siguientes criterios:

Los distintos tipos de anfibolitas de esta formación y las ordovícicas. Las diferentes características entre las series ordovícicas y estos metasedimentos, como pueden ser los microconglomerados y las capas aisladas de cuarcitas blancas, que no se observan dentro de la antiforma. Los nuevos datos cartográficos que muestran como estos metasedimentos no están nunca en contacto con la base del Ordovícico, disponiéndose entre ambos niveles gneísicos.

Su edad es por todo lo expuesto Preordovícica, y probablemente Precámbrica al ser equiparables a las series del complejo de Hiendelaencina, que aunque no son correlacionables exactamente con las formaciones Cardeñosa o Angón, ocupan una posición estratigráfica análoga.

GNEISES DEL CARDOSO, se sitúa a techo de los metasedimentos del tramo anterior, flanqueándolos a lo largo de todo el antiforme, excepto en el extremo Norte, donde aparece el gneis de Riaza.

Estos gneises descritos por (SCHAFER, 1969; GARCIA CACHO, 1973; NAVIDAD, 1978 y ARENAS, 1979), tienen como características más importantes:

- Son facies glandulares de grano fino a medio (glandulas de 1 a 2 cm.)
- Están formados por $Q + Plag + Biot \pm Ms \pm Gr$ y apatito accesorio. Las glandulas son de Plagioclasa y cuarzo, con un claro origen proterógeno (golfos de corrosión en el cuarzo y con colas de presión). Hay feldespatos y epidota de origen hidrotermal tardío en venas.
- En los bordes hay una facies rica en granates, de gran tamaño y con inclusiones de cuarzo rotadas.
- Tiene numerosas intercalaciones centimétricas a decimétricas de anfibolitas, compuestas por $Q + Anf + Plag + Gr$ con Epidota, Esfena, apatito y circón accesorios. (Tipo 4 de CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981). Estos niveles se acumulan en algunos puntos dentro de la masa gneísica, y se localizan en mayor número en el techo de la formación.

- Lateralmente, hacia el Norte, pasa a gneises pelíticos con niveles de cuarzo y feldespato, o glandulas de esta misma composición. Estas rocas lo unen con el Gneis Riaza.

SIGNIFICADO Y EDAD

El origen propuesto para estas rocas, es bien volcánico (SCHAFER, 1969; GONZALEZ LODEIRO, 1981; ARENAS, 1979), o volcanosedimentario (NAVIDAD, 1978 ARENAS 1979), en nuestra opinión tendrían el último origen citado.

Las anfibolitas pueden interpretarse como paraderivadas, de rocas margosas (GARCIA CACHO, 1973; NAVIDAD, 1978; CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981), o bien ortoderivadas (ARENAS et al, 1980).

Estos gneises se han correlacionado con el gneis de grano fino del tramo superior del "Olló de Sapo" en Hiendelaencina (GONZALEZ LODEIRO, 1981 a, 1981 c; CAPOTE et al, 1977; ARENAS et al, 1982). En nuestra opinión no son directamente correlacionables con este tramo, pues presentan varias diferencias, en la proporción de feldespato, matriz pelítica, en la abundancia de cuarzo, y en los niveles anfibólicos. Es decir, son relacionables con el "Olló de Sapo" pero no exactamente con el tramo superior.

Su edad por criterios estructurales es Preordovícica.

GNEIS DE RIAZA. Descrito inicialmente por GARCIA CACHO (1973), como un cuerpo gneísico, situado al Sureste de Riaza y rodeado por metasedimentos. En la bibliografía (ARENAS, 1979; ARENAS et al, 1980 y 1982) se le relaciona siempre con la alineación de gneises Berzosa-Nazaret. Los nuevos criterios cartográficos indican una relación directa con los gneises Cardoso, y la imposibilidad de relacionarse con el Gneis de Berzosa, pues estos se encuentran al otro lado de la zona de cizalla estudiada (Dominio Oeste), con características litoestratigráficas totalmente distintas.

Están formados por dos tipos litológicos distintos:

Gneises glandulares, compuestos por Q + FK + Plag + Biot + Ms, con grandes glándulas de 5 a 10 cm. de feldespato principalmente, y en menor proporción de cuarzo y plagioclasa. Son cristales muy idiomorfos, rodeados por la foliación, con texturas "frasi" y con colas de presión.

Se observan transitos a gneises microglandulares leucocráticos, y lateralmente a gneises pelíticos.

Leucogneises, se encuentran intercalados en todo el afloramiento, formando capas de 30 a 40 cm., o bien como lentejones aislados. Su composición es - Q + FK + Plag + Ms, y algunos tipos contienen nidos de turmalina y granate.

SIGNIFICADO Y EDAD

En nuestra opinión, todo el conjunto de gneises, tiene un origen volcánico-sedimentario, al igual que el gneis Cardoso con el que se relaciona, y lo mismo - que el gneis "Ollito de Sapo" con el que comparte unas facies similares. Los Leucogneises lentejonares tendrían el mismo origen, mientras que los tipos ricos - en nidos de turmalina, pueden derivar de cuerpos ortoderivados ácidos, como proponen ARENAS et al (1982).

En cuanto a su edad, como ocurre en los otros casos es Preordovícica, al - situarse cartográficamente por debajo del Ordovícico. Aunque su posición solo - se estableciera claramente cuando se disponga de datos radiométricos precisos.

1.3 FORMACIONES ORDOVICICAS

Las formaciones englobadas en este conjunto se sitúan por encima de una discordancia cartográfica, y siempre sobre el conjunto gneisico del Dominio Este.

En este caso conservamos las denominaciones establecidas hasta el momento, dado que no se ha realizado ninguna reestructuración de las formaciones.

De muro a techo se distinguen las siguientes:

1.3.1 Formación Constante.-

Debido a que las zonas metamórficas del grado medio y bajo (GARCIA CACHO, 1973), cruzan esta formación, el grado de recrystalización de las rocas que la forman y su mineralogía es variable en función de la zona metamórfica en que se encuentren. En el grado bajo metamórfico, afloran principalmente cuarcitas y pizarras, con intercalaciones de niveles conglomeráticos y de cuarcitas anfibólicas. Mientras que en el grado medio, son cuarcitas y esquistos.

Un factor que influye en gran manera en la potencia de esta formación, es la zona de cizalla de Berzosa, que elimina algunos tramos de la misma, y disminuye en gran medida la potencia de la formación en ciertas zonas. Hemos distinguido los siguientes tramos (de muro a techo. Ver Mapa Geológico):

TRAMO A, formado por una alternancia de capas cuarcíticas de 50 a 80 cm. de potencia, que están separadas por niveles muy finos de metapelitas.

En las zonas más alejadas de la zona de cizalla, se pueden encontrar niveles esquistosos y conglomerados intercalados. La potencia de este tramo en estas zonas llega a los 200 m. Las cuarcitas están compuestas por cuarzo y moscovita principalmente, con turmalina accesorio. En las proximidades de la falla, se observan formas acintadas en el cuarzo.

Suelen contener numerosas laminaciones y estratificaciones cruzadas, (Lámina 4).

La principal característica del tramo, es la gran continuidad lateral de las capas cuarcíticas, que se siguen desde Honrubia a las proximidades del Granito de Cabrera. Hacia el techo se interrumpen las cuarcitas, y se pasa por un contacto muy neto al tramo siguiente.

TRAMO B, se sitúa sobre el anterior, y está formado por una monotonía serie de esquistos negros grafitosos, sin ningún tipo de intercalaciones. Solamente hacia el techo comienza a alternar, con delgados niveles de metasamitas y

y cuarcitas, pasando de forma gradual al tramo siguiente.

La composición característica de los esquistos es:

$Q + Ms + Biot + St + GR \pm Plag \pm And \pm Sill$ y como accesorio turmalina, grafito, apatito y opacos. Es de resaltar el gran tamaño que adquieren en este tramo los cristales de estaurolita y biotita.

TRAMO C, constituido por una alternancia de niveles cuarcíticos decimétricos, con esquistos o pizarras. Hacia su base se encuentran abundantes lentejones y niveles de conglomerados, también hay numerosas intercalaciones de cuarcitas anfibólicas, (tipo I de CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981)

La potencia total del tramo alcanza varias centenas de metros, aunque por efecto de la deformación forma grandes extensiones de afloramiento.

La composición para los niveles cuarcíticos es de $Q + Ms$, mientras -- que para las zonas más pelíticas es: $Q + Ms + Biot \pm GR \pm Plag \pm St \pm Cl - toide$, con apatito, circón e ilmenita en menor cantidad. Las cuarzoanfibolitas tienen $Q + Plag + HN + GR + Biot$.

Cuando este tramo se encuentra en las zonas metamórficas de menor intensidad, es habitual observar variadas estructuras de carácter sedimentario y orgánico. Entre las primeras hay que citar la presencia de laminaciones cruzadas, laminaciones cruzadas de surco, "ripples", "flutes", estratificación lenticular y flaser, y pequeños canales rellenos de microconglomerados. En las estructuras orgánicas destaca la abundancia de bioturbaciones (facies de skolithus), también se encuentran de forma aislada y -- hacia el techo del tramo, algunas cruzianas, pero que debido a la deformación son de difícil clasificación.

SIGNIFICADO Y EDAD

Las series premetamórficas están formadas por una sucesión de cuarcitas, -- un delgado tramo pelítico que pasa hacia techo a una sucesión rítmica de samitas y pelitas, que por sus estructuras y los niveles margosos o carbonáticos -- intercalados (R. cuarzo-anfibolitas), indican un medio de sedimentación somero.

Esta formación es equivalente a las capas de Constante de SCHAFER (1969). BISCHOFF et al (1973), GONZALEZ LODEIRO (1981-b) y HAMMAN et al (1982). También -- es correlacionable con el miembro B_5 de la Formación Buitrago (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS 1975), o con el miembro B_2 y quizá parte del B_1 , de la Formación Borno-

va (SOERS, 1972), con la que tiene numerosas analogías estratigráficas y estructurales. Por contener sólo icnofosiles, no está clara su posición ordovícica, - las últimas investigaciones en este sentido (FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO, 1985), indican una edad entre Arenig y Tremadoc, para la base de esta formación.

1.3.2 Formación Alto Rey .-

La forman una serie de cuarcitas y ortocuarcitas blancas, con una potencia total próxima al centenar de metros.

Dentro de ella se pueden independizar dos niveles cuarcíticos, separados por capas de pizarras. A techo las cuarcitas van disminuyendo de potencia; hasta constituir una alternancia de cuarcitas y pizarras en niveles centimétricos, que indican el comienzo de la Formación Rodada. La base de esta formación presenta un contacto bastante neto con la Formación Constante. La composición de las cuarcitas es:

Q \pm Ms \pm Clorita \pm Biot. con circón y turmalina como accesorios más importantes.

Son frecuentes las estructuras sedimentarias, del tipo de laminaciones cruzadas y "ripples". También se observan algunas estructuras orgánicas, como crucianas, que son abundantes en la base de esta formación. (LAMINA, 4).

SIGNIFICADO Y EDAD

Esta formación fué descrita inicialmente por SCHAFER (1969), y posteriormente estudiada por numerosos autores, todos ellos coinciden en datar esta formación como de edad Skidaviense.

El nombre de Formación Alto Rey, es normalmente aceptada, excepto por algunos autores que la denominan Cuarcita Armoricana.

1.3.3 Formación Rodada.-

Se puede distinguir en ella hasta siete miembros diferentes (SCHAFER, 1969). Debido a que en su mayor parte afloran fuera de la zona estudiada, sólo describimos los términos más bajos en la sucesión. (LAMINA 4).

TRAMO A, formado por una alternancia de cuarcitas y pizarras, que alcanzan potencias próximas al centenar de metros. Son difíciles de separar cartográficamente de los niveles superiores de la Formación Alto Rey. Por este motivo algunos autores las han incluido dentro de esta última formación.

Contiene abundantes estructuras sedimentarias.

TRAMO B, potente y monótono conjunto de pizarras grafitosas o esquistos, en tonos grises o negros. La potencia total de este tramo es de 1000 m.

Contiene bastantes restos fósiles de tribolites y braquiopodos (GUTIERREZ MARCO et al, 1984).

Su composición es:

Q + Ms + Clorita + Ilmenita.

SIGNIFICADO Y EDAD

Formación descrita por SCHAFER (1969), fue muy estudiada por los autores posteriores, coincidiendo todos ellos en las subdivisiones iniciales de la sucesión descritas anteriormente.

Los últimos datos paleontológicos (GUTIERREZ MARCO et al, 1984), indican una edad Arenig-Llanvirn para el tramo inferior, mientras que el superior es Llan-deilo.

A) Laminaciones en las cuarcitas del Tramo C, de la Formacion Constante.



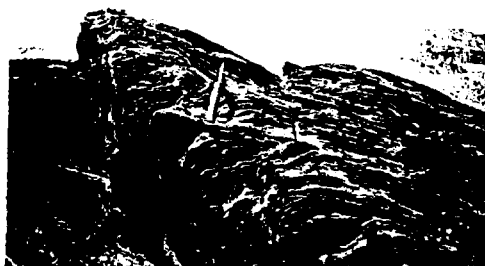
B) Aspecto de las capas cuarcíticas del Tramo A, de la Formacion Constante.



C) Capas de cuarcitas de la Formacion Alto Rey.



D) Pizarras del Tramo B, de la Formacion Rodada.



1.4 INTERPRETACION ESTRATIGRAFICA

La reconstrucción paleogeográfica, anterior a la deformación hercínica, (Fig.5) permite reconocer cuatro grandes zonas en función de las relaciones entre el Ordovícico y su sustrato gneisico.

ZONA 1.- Se situa al Oeste de la zona de cizalla de Berzosa, formada por un potente conjunto de metasedimentos detríticos, (GNEIS BUITRAGO) que reposan sobre una serie de gneises glandulares (GNEIS BERZOSA). La edad de estos materiales no está claramente definida, pero todos los datos indican una posición Preordovícica.

ZONA 2.- Se corresponde con el area de la antiforma del Cardoso, al Este de la zona de cizalla.

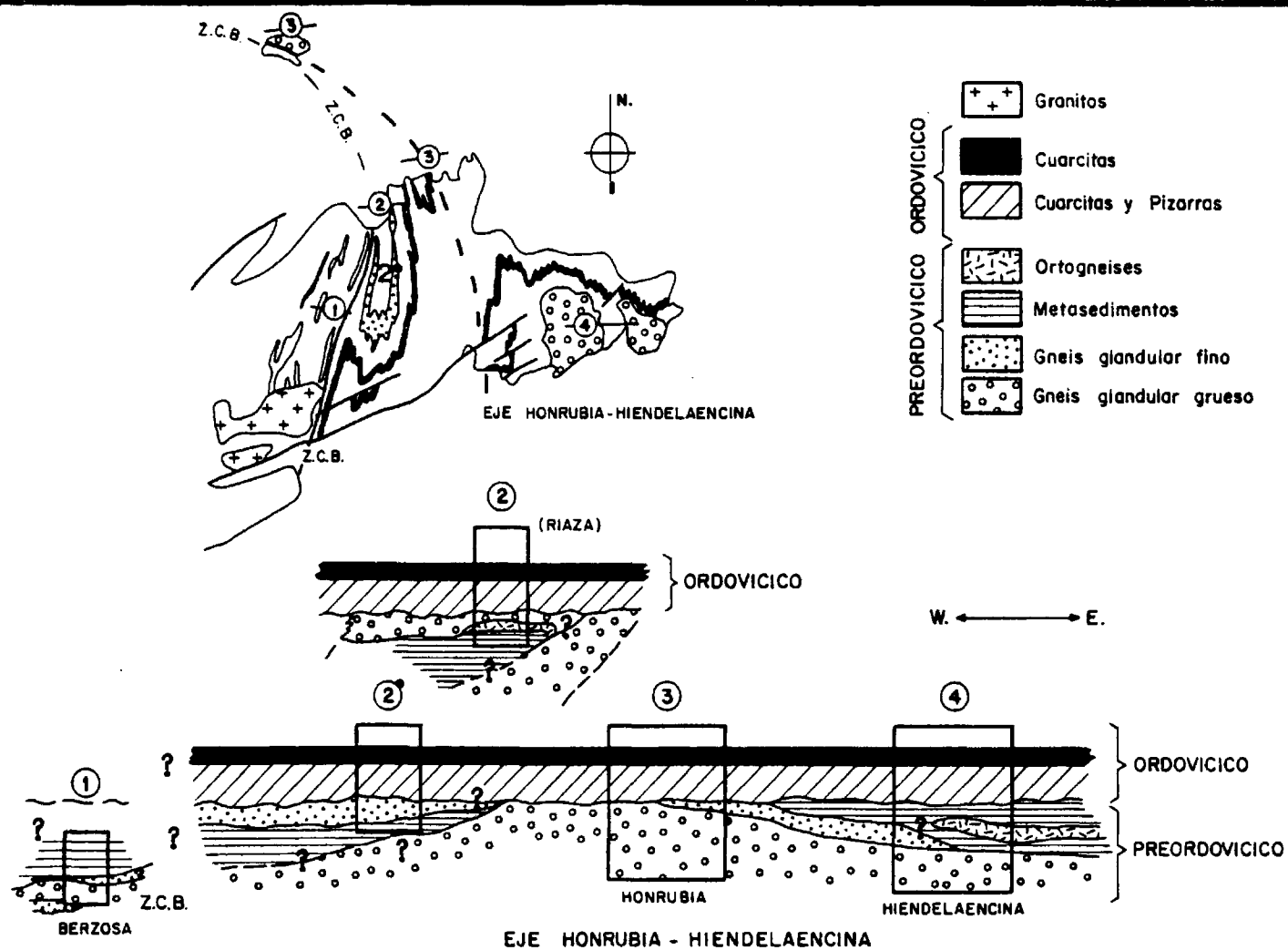
En esta zona por debajo de la discordancia de base del Ordovícico, se sitúan unos gneises glandulares con facies fina y esquistosa (G. Cardoso), que podrían relacionarse por su posición con los gneises de grano fino de macizo de Hiendelanencina.

Estos gneises enlazan lateralmente, por medio de esquistos, cuarzo feldespáticos, con una serie de gneises glandulares gruesos (G. Ríaza). Estos pueden representar bien un cambio lateral de facies, o un cuerpo ortoderivado, o ambas cosas (ARENAS et al, 1981).

Los gneises se apoyan sobre un conjunto de metasedimentos (Metasedimentos del Cardoso). No es posible establecer si por debajo de estos hay gneises gruesos como los de Hiendelanencina y Honrubia. Si así fuese, los metasedimentos serían una intercalación sedimentaria entre la facies gruesa y la fina del gneis "Ollo de Sapo". En caso contrario esta zona representaría un cambio lateral de facies (Fig.5), que marcaría el límite Oeste del "Ollo de Sapo".

ZONA 3.- Es la zona central correspondiente a la antiforma de Honrubia-Becerril y su presumible prolongación bajo el sinclinorio de Majaelrayo. En esta zona directamente debajo del Ordovícico y separado de él por una discordancia, se encuentran los gneises glandulares tipo "Ollo de Sapo" con predominio de las facies gruesas, de megacrístales. Unicamente en el macizo de Honrubia se encuentran metasedimentos pelíticos probablemente superiores a los gneises glandulares y conservados unicamente de forma parcial, al Este del Macizo de Honrubia.

Fig. 5



bia.

ZONA 4.- Corresponde a la región de Hiendelaencina. En realidad la disposición en la parte alta de la estructura descrita por GONZALEZ LODEIRO (1981) enlaza con la zona 3, al disponerse el Ordovícico directamente sobre la formación "Olló de Sapo" si bien aquí la parte superior se caracteriza por el predominio de la facies fina.

En esta región y por debajo de una zona de cizalla, se encuentra una formación metasedimentaria (Formación Angón), con un ortogneis intercalado (Gneis Antañón), situada entre el Ordovícico y el "Olló de Sapo" (GONZALEZ LODEIRO, 1981).

Por último indicar que en las tres zonas al Este de la zona de cizalla de Berzosa se observa una misma sucesión sobre la discordancia ordovícica.

Por tanto se puede concluir, indicando que existe por debajo del Ordovícico, un eje de dirección NW - SE (en Honrubia) a, N - S (En Somosierra), a lo largo del cual los gneises "Olló de Sapo" se sitúan directamente por debajo del Ordovícico. A ambos lados de este eje, existe un conjunto de metasedimentos, gneises glandulares finos y algún ortogneis. (Fig.5)

Estas rocas se pueden interpretar como un cambio lateral de facies en los flancos de este eje, o bien como intercalaciones de metasedimentos entre los distintos tipos de gneises.

El tramo Preordovícico, está cubierto por una serie detrítica, muy uniforme en toda la zona estudiada, y que sólo muestra variaciones en su base.

1.II. RASGOS TECTONICOS.

II.1 INTRODUCCION

Las deformaciones más importantes anteriores a la formación de la Zona de Cizalla de Berzosa son fundamentalmente Hercínicas (FERNANDEZ CASALS, 1979, BELLIDO et al, 1981), y corresponden a una etapa tectónica inicial (F_1), en la que se crean numerosas macro y microestructuras, y que se observan en toda la región estudiada.

Con anterioridad a las estructuras hercínicas existe al menos otra etapa de movimiento, que está reflejada en el corredor estudiado, por la existencia de una discordancia en la base del Ordovícico, puesta de manifiesto cartográficamente, al apoyarse las rocas de esta edad sobre distintas formaciones gneísicas, a veces mediante un nivel de microconglomerado, que contiene clastos procedentes de los gneises inferiores.

Otros autores (CAPOTE, 1972; SOERS, 1972; FERNANDEZ CASALS, 1976; y GONZALEZ LODEIRO, 1981), también citan estos probables movimientos tectónicos previos a la orogénia Hercínica.

II.2 LA PRIMERA FASE HERCINICA

En este capítulo describiremos las principales características de las estructuras creadas durante la primera fase, de una manera general, ya que no constituyen el objeto principal de este trabajo.

II.2.1 Estructuras menores.-

Esquistosidad (S_1), en esta fase se originan un conjunto de planos de esquistosidad muy penetrativos que están bien representados al Este de la Zona de Cizalla donde no han sido obliterados por la segunda fase.

Esta esquistosidad S_1 , es en la mayoría de las rocas una "Schistosity" definida por la fábrica planar de la roca y la orientación preferente de los minerales planares, observable a simple vista, aunque existen varias excepciones.

- Las pizarras del Ordovícico donde es un "Slaty Cleavage".
- Los términos cuarcíticos del Ordovícico.
- Las anfibolitas de la Formación Constante.

Aparece como esquistosidad de plano axial con respecto a los pliegues de esta fase. Debido al carácter isoclinal de los mismos, se dispone paralela a la estratificación, excepto en las zonas de charnela.

Suele encontrarse rodeando a los megacristales proterógenos de los gneises, dando origen a sombras de presión.

Pueden observarse restos de la S_1 , como inclusiones dentro de minerales crecidos en la interfase $F_1 - F_2$. En áreas donde domina la esquistosidad de segunda fase, eliminando a S_1 , es posible encontrar a esta de manera relictas, en forma de arcos poligonales entre los planos S_2 .

La orientación de la S_1 dentro del área de Honrubia, muestra una dirección aproximada NW - SE y buzamiento de 60 a 70° al NE, mientras que en Somosierra-Buitrago se dispone con dirección N - S, y aproximadamente 50° de buzamiento al Este. Estas orientaciones de la S_1 no son las originales, si no las que tiene actualmente, después de ser modificada por fases posteriores.

Micropliegues (B_1), son un conjunto de pliegues en general, centimétricos e isoclinales, que tienen una esquistosidad de plano axial (S_1).

Están muy bien representadas en las intercalaciones samíticas de las zonas más altas.

Su orientación varía de NW - SE en Honrubia a N - S en Somosierra. - El buzamiento de los planos axiales es variable, debido a las modificaciones posteriores. La vergencia es siempre al NE. o al E. una vez eliminado el efecto de las fases posteriores.

Del estudio de sus geometrías según la clasificación de RAMSAY (1967), se desprende que estos pliegues son siempre próximos a la clase 2 (Fig.6).

Son pliegues originados por un proceso de flexión al que se superpone un fuerte aplastamiento homogéneo, y corresponden a zonas con un gran acortamiento, el cual una vez calculado resulta mayor del 70% en muchos casos.

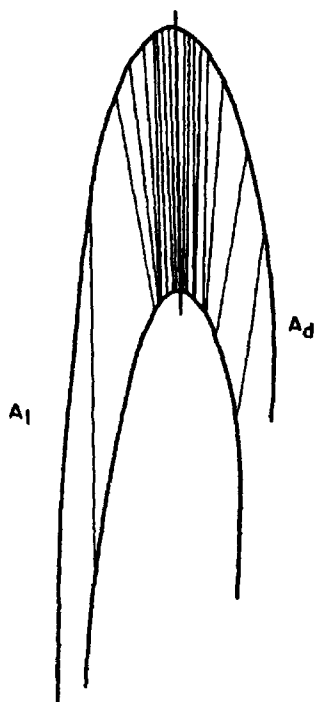
Lineaciones L_1 , durante la primera fase se pueden distinguir varios tipos de lineaciones.

- Lineaciones de intersección entre S_1 y la estratificación. Suele estar marcada en las capas samíticas plegadas durante la primera fase. Se dispone espacialmente paralela a los ejes de pliegues B_1 .
- Las lineaciones definidas por cuellos de "Boudins", su orientación no queda bien determinada al encontrarse muy pocas estructuras de este tipo que puedan interpretarse como de primera fase, no obstante las que hemos medido tienen una orientación muy irregular.
- Las lineaciones definidas por los crecimientos minerales durante esta fase, están mal definidas debido a la fuerte recrystalización posterior.

II.2.2 Estructuras mayores.-

Las grandes macroestructuras originadas durante la primera fase, se encuentran mejor representadas al Este de la zona de cizalla, como ya indicara FERNANDEZ CASALS (1979). Este fenómeno es debido a :

- La menor deformación sufrida por el dominio Este, durante las fases pos-



PLIEUE CLASE 1c

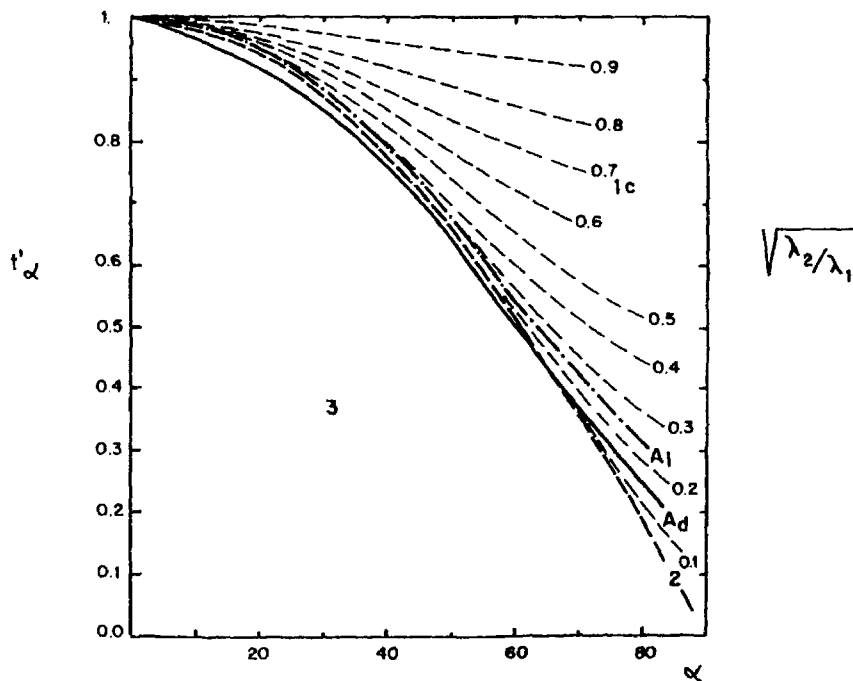


Fig. 6

teriores, en especial durante la segunda fase, que es menos penetrativa en esta región.

- La existencia de determinados niveles guía (cuarcitas de la Formación Alto Rey), que dibujan las distintas estructuras.
- Las condiciones metamórficas reinantes durante la deformación son de menor intensidad, que al Oeste de la banda de cizalla.

La principal característica, es la vergencia hacia el Este y la fuerte inmersión hacia el Sur de todas las macroestructuras (FERNANDEZ CASALS, 1976 y 1979).

De Oeste a Este, dentro de la zona estudiada, se distinguen los siguientes macropliegues de primera fase (F_1) (Fig.7).

Antiforma del Cardoso, limitado su flanco Oeste por la Zona de Cizalla de Berzosa (GONZALEZ LODEIRO, 1980), está constituida por varios pliegues siendo los más notables:

- Sinclinal de la Peña de la Cebra (FERNANDEZ CASALS, 1976).
- Anticlinal del Cardoso, en cuyo núcleo se localizan materiales pre ordovícicos, y que corresponde a la parte central de la macroestructura.
- Sinclinal de Bocigano y Anticlinal de Colmenar de la Sierra.

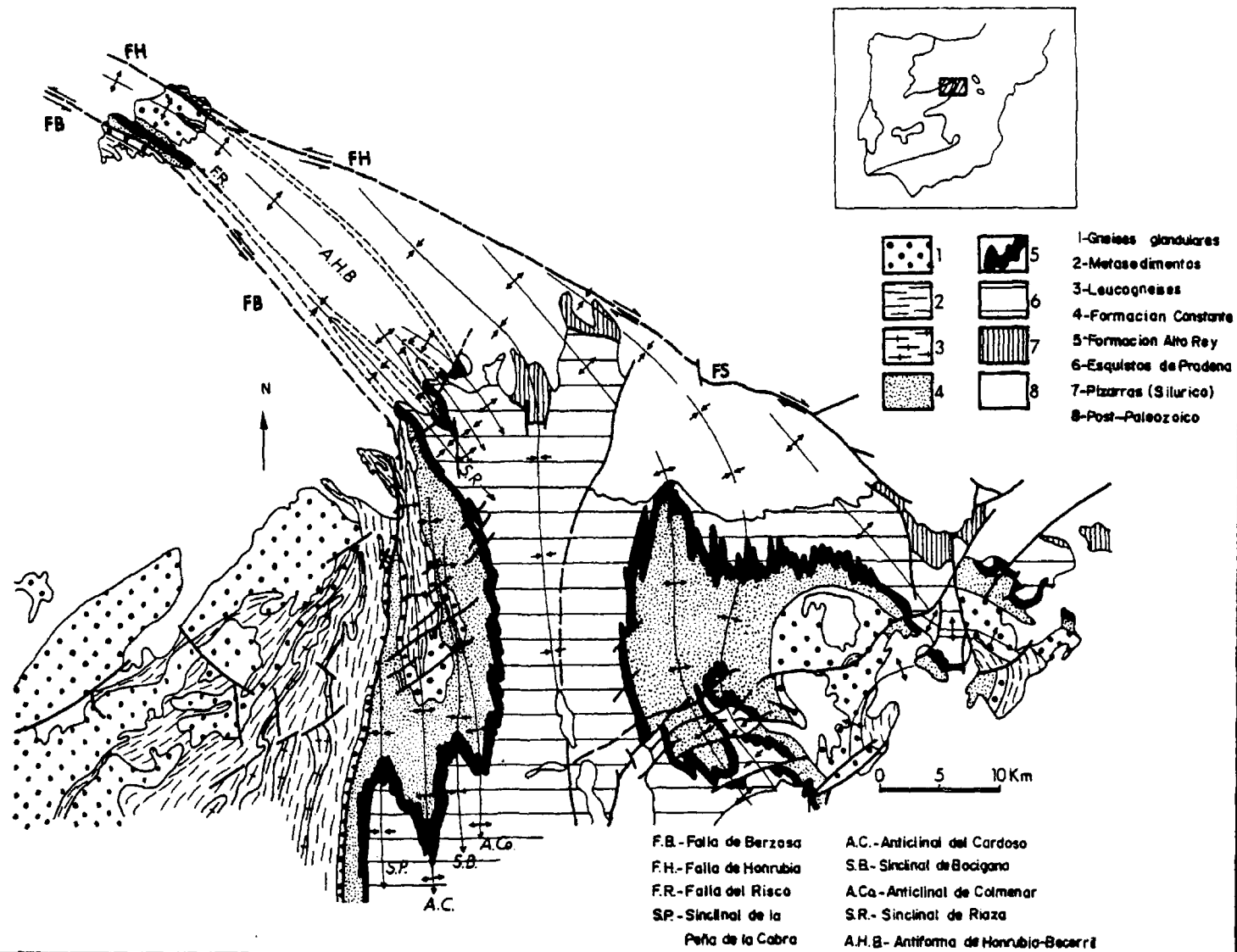
Las trazas axiales de estas estructuras terminan de una forma progresiva - contra la zona de cizalla, (Fig.7), no prolongándose hacia el Macizo de Honrubia.

Sinclinal de Riaza, Estructura definida por un estrecho sinclinal - existente entre los pueblos de Riaza y Becerril (Fig.7). Se prolonga hacia el NW, hasta disponerse totalmente paralela en dirección, a la zona de cizalla de Berzosa. En el macizo de Honrubia, desaparece por la acción de una falla inversa tardía (Falla del Risco, GONZALEZ CASADO, 1982).

Antiforma de Honrubia-Becerril, el núcleo de esta estructura se encuentra en Honrubia, aflorando en él, los gneises glandulares "Ojo de Sapo". En este macizo su orientación es NW - SE. Esta antiforma se prolonga hacia el sector Riaza-Becerril, donde origina varios pliegues de orden menor, que forman la terminación de la misma, debido a su fuerte inmersión - al SE.

FIG.-7

45



1.III. RASGOS METAMORFICOS.

III.1 INTRODUCCION

En el Sistema Central, se ha reconocido la existencia de una serie de transformaciones metamórficas superpuestas sobre las distintas litologías.

La gran mayoría de los autores que estudian el metamorfismo de este sector (SCHAFER, 1969; BARD et al, 1970; FUSTER y GARCIA CACHO, 1970; GARCIA CACHO, 1973; FERNANDEZ CASALS, 1979 y ARENAS et al, 1980), indican el caracter sincrónico de este con las deformaciones Hercínicas.

No obstante recientemente se ha propuesto la posible existencia de un metamorfismo pre-hercínico, particularmente para algunas zonas situadas bastante al Oeste de la región estudiada (Complejo de Guadarrama. CASQUET y NAVIDAD, 1985).

El metamorfismo en nuestra región comenzaría con la primera fase (F_1), prolongandose durante la segunda (F_2), e incluso continua con posterioridad a esta, especialmente en las áreas más profundas.

Se desarrolla en dos etapas geotermobáricas principales, aproximadamente - coincidentes con las dos primeras fases hercínicas y que se traducen en diferentes series de facies (metamorfismo plurifacial y polifásico de FUSTER et al, - 1974).

La primera etapa (M_1) es de presión intermedia, mientras que la segunda - (M_2) es de más baja presión, y modifica sustancialmente las paragénesis minerales creadas en la etapa anterior, que evolucionan a tipos de más baja presión. Proceso este sustancialmente acentuado desde la zona de cizalla de Berzosa, ha cia el Oeste.

Las últimas etapas del proceso metamórfico son más discutidas, dada la poca información existente. No obstante se reconoce la persistencia de condiciones metamórficas altas durante la tercera fase (F_3) al Oeste de la Zona de Cizalla de Berzosa (CAPOTE et al, 1981). Mientras que al Este del accidente dominan las transformaciones retrometamórficas (M_3). La evolución P y T, de la Zona de Cizalla de Berzosa con posterioridad al funcionamiento de la misma durante la segunda fase hercínica, ha sido establecida por CASQUET (1986) en base a inclusiones fluidas en venas de cuarzos de exudación.

III.2 METAMORFISMO ANTERIOR A LA FALLA DE BERZOSA

Las condiciones metamórficas existentes con anterioridad al funcionamiento de la zona de cizalla, quedan definidas por las asociaciones minerales existentes en ese momento. En base a criterios texturales, se puede afirmar que durante esta etapa hay blastesis de Cuarzo, Clorita, Biotita, Granate Almandínico - Distena, la cual se conserva relictas en un ancho sector, desde las proximidades a la zona de cizalla hasta muy al Oeste de la misma (KILMURRAY, 1978), también hay restos de Estaurolita (CASQUET y TORNOS, 1981) y Sillimanita (BELLIDO et al 1981), pero ya en regiones muy alejadas de la zona estudiada.

En la zona de Segovia VILLASECA (1983) describe rocas metabásicas, eclogitas y granulitas, que muestran un metamorfismo (M_1), claramente anterior a la segunda fase (F_2), y probablemente prehercínico (CASQUET y NAVIDAD, 1985).

Actualmente se reconoce la existencia de magmatismo prehercínico, representado por los abundantes ortogneises graníticos que afloran en el Complejo de - Guadarrama. (PEINADO, 1985; CASQUET y NAVIDAD, 1985).

Por tanto el metamorfismo existente con anterioridad a la zona de cizalla se caracteriza por un sucesión mineral creciente desde el Este al Oeste de afinidad Barrowiense.

2ª PARTE

**ANALISIS DE LOS PROCESOS RELACIONADOS CON
LA ZONA DE CIZALLA DE BERZOSA-HONRUBIA.**

2.I. LA DEFORMACION.

1.1 MACROESTRUCTURAS

Las grandes estructuras de segunda fase son escasas en el sector cartografiado, a excepción de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia, objeto de esta investigación.

No obstante hacia el Oeste de este accidente tectónico y fuera del sector estudiado se localizan diversas estructuras, como son la Sinforma del Rio Madar quillos, la antiforma de Pradena, etc. (FERNANDEZ CASALS, 1976 y 1979), ambas - de marcada dirección meridiana, vergencia al Este y fuertemente isoclinales.

Al Este de la zona de cizalla, no se puede describir ninguna macroestructu ra originada durante la segunda fase, el único efecto de esta, es un acentuado aplastamiento de los macropliegues originados durante F_2 , especialmente en el sector Noreste del área estudiada.

Debido a la misma vergencia entre las fases F_1 y F_2 (las dos vergen al Es te), así como la similar orientación de los elementos tectónicos creados duran te las mismas, algunos autores proponen que la segunda fase sería una prolonga ción de la primera (Etapa F_1' de de GONZALEZ LODEIRO, 1981). Por tanto la única gran macroestructura desarrollada durante esta etapa es la Zona de Cizalla de - Berzosa-Honrubia, que reúne las siguientes características:

- Mantiene una dirección N- S, en todo su recorrido, excepto en el sector de Riaza, donde gira a direcciones NW - SE, orientación que se mantiene en el Macizo de Honrubia.
 - Tiene una gran envergadura, su traza se sigue desde el Macizo de San Pe dro al Sur, hasta el Macizo de Honrubia al Norte (más de 100 Km.)
 - La zona de mayor deformación por cizalla, tiene una potencia media de - 1.000 m. aproximadamente, aunque puntualmente puede alcanzar el doble de potencia.
- Su vergencia original es hacia el Este, encontrándose actualmente, fuer temente modificada por las etapas de plegamiento posteriores a la F_2 , - fases tercera y cuarta, que originan mediante plegamiento un cambio en la vergencia de la misma.
- Se caracteriza litológicamente por afectar a paragneises micaceos. Dentro de estas rocas existen además incluidos niveles de otra composición fuer temente estirados, normalmente son capas de las formaciones rocosas exis tentes a los lados de la zona de cizalla. Hay numerosas capas de anfibo-

litas y cuarcitas anfibólicas muy deformadas, como restos de los niveles más competentes durante la deformación.

- En esta banda domina la esquistosidad S_2 , que oblitera por completo a S_1 . Existen numerosos boudines de rocas anfibólicas, al igual que muchas charnelas de pliegues aislados, o bien pliegues con uno de sus flancos cortado por la cizalla.
- Macroestructuralmente su efecto se traduce en una laminación de los grandes pliegues de primera fase (Fig.7), que son cortados de forma progresiva por la zona de cizalla, (Esto es debido al fuerte paralelismo existente entre las directrices de la primera y la segunda fase), de forma que las estructuras de primera fase (F_1), no tienen continuidad al otro lado de la zona de cizalla.
- La zona de cizalla actúa como un cabalgamiento, que supone la superposición de las series del Oeste sobre las del Este.

Este movimiento, produce también un cabalgamiento, de las zonas minerales existentes durante la primera fase (CAPOTE et al, 1981), lo que condiciona en gran medida la zonación metamórfica desarrollada durante F_2 .
- Las condiciones de presión, temperatura, cantidad de fluidos, anchura de la banda de deformación, y duración del funcionamiento de la misma, conducen a que durante la deformación por cizalla no se originen rocas de tipo milonítico.
- Con respecto a esta gran macroestructura, y a fin de aclarar la nomenclatura. Usaremos las siglas Z.C.B para referirnos a la ancha zona de 1000 o 2000 m. donde predomina la deformación por cizalla. Mientras que usaremos P.L.B. (plano límite de Bloques) para referirnos al plano que situado en medio del corredor de cizalla, es la separación material entre las rocas del dominio Este con las del dominio Oeste.

1.2 MESOESTRUCTURAS

En este capítulo describimos todas aquellas estructuras tectónicas, visibles a escala de afloramiento, que están relacionadas con la zona de cizalla - de Berzosa-Honrubia.

1.2.1 Esquistosidad:

Los planos de esquistosidad relacionados con la zona de cizalla, a efectos descriptivos, se pueden subdividir en tres grandes grupos, en función de varios criterios, siendo los principales las relaciones existentes con la esquistosidad de primera fase (S_1), y el tipo morfológico de esquistosidad desarrollado.

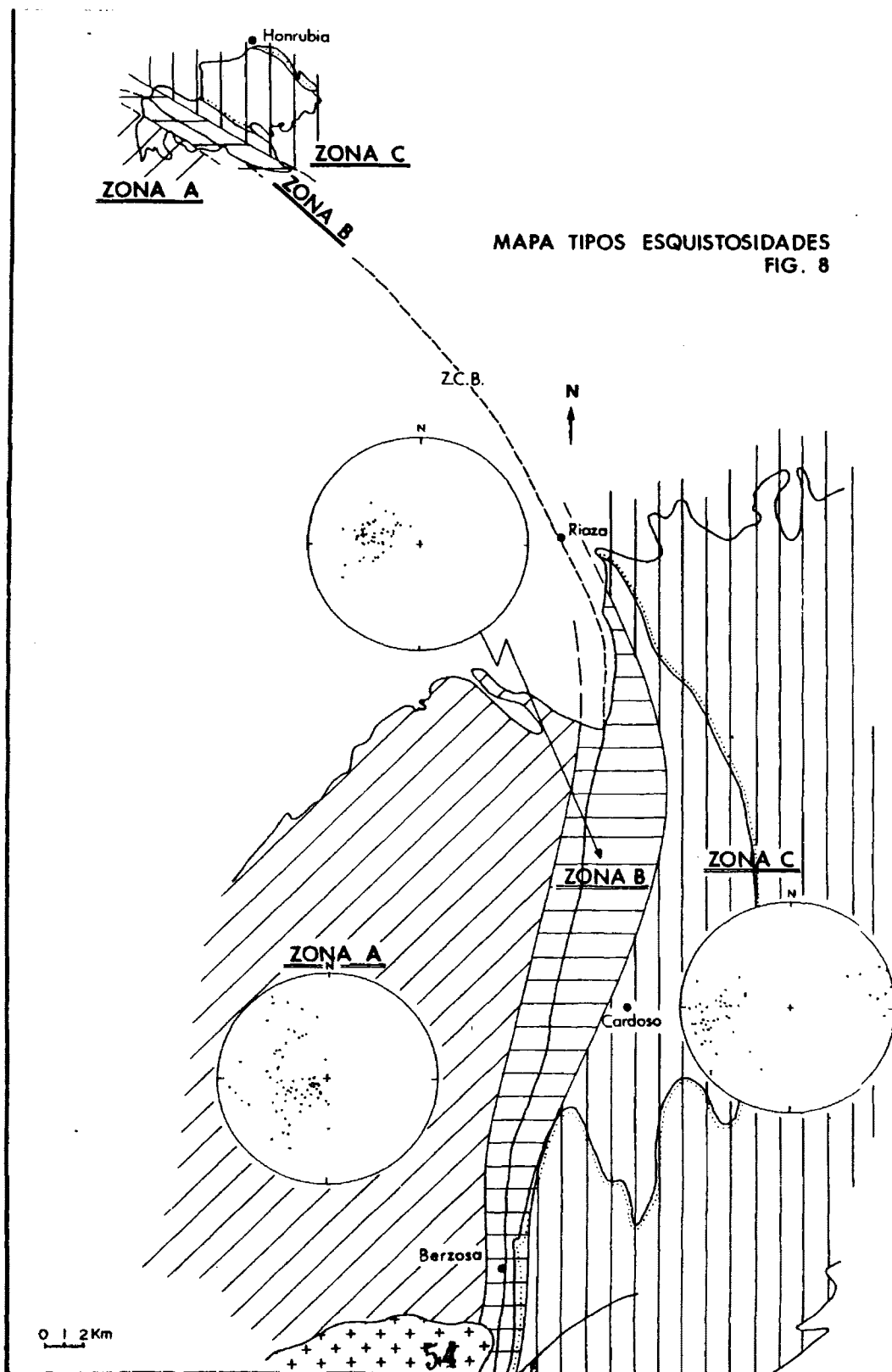
Estos grupos se encuentran en tres zonas en relación con la zona de cizalla (Fig.8) (LAMINA 5).

ZONA A, se sitúa al Oeste de la Z.C.B (Fig.8), abarcando hasta el límite de la zona estudiada, la esquistosidad presenta las siguientes características:

- Es siempre subparalela a la esquistosidad de primera fase a la que oblitera completamente, excepto en las zonas próximas a las charnelas de los pliegues de segunda fase, donde se observan intersecciones entre ambas.
- Queda definida por la orientación espacial de todos los componentes de la roca, es, por tanto, una "schistosity".
- En los cuerpos pegmatoides que jalonan lateralmente la falla, al emplazarse durante F_2 , es la única esquistosidad existente.

ZONA B, discurre en dirección Norte y Sur, formando una ancha banda paralela a la zona de máxima deformación por cizalla (Z.C.B.). En ella la esquistosidad de segunda fase se caracteriza por:

- Es la esquistosidad dominante, borrando y reorientando a la esquistosidad preexistente, de la que no quedan restos, excepto como inclusiones en algunos porfidoblastos precinemáticos (pre F_2).
- Morfológicamente se la puede considerar una "schistosity".
- A través de los planos de esquistosidad, se produce una notable transpo-

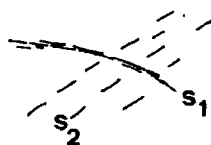


sición de los pliegues y las estructuras a las que va asociada.

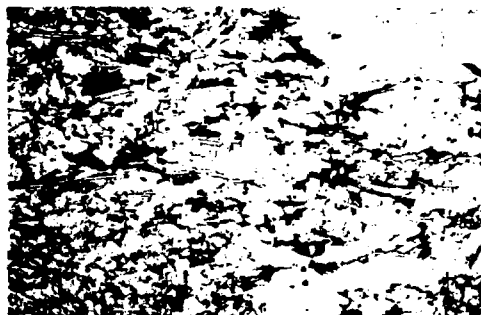
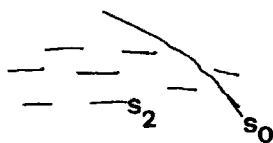
ZONA C, ocupa el espacio comprendido desde la zona anterior al límite Este del area estudiada. Sus características más importantes son:

- Suele ser la esquistosidad dominante a escala de afloramiento en las zonas próximas a la banda de cizalla, hacia el Este pierde importancia con respecto a la S_1 .
- Se presenta siempre como una esquistosidad de crenulación (crenulation - cleavage), en general bastante espaciada a escala microscópica.
- Es habitual encontrar criterios indicadores de un desplazamiento o deslizamiento de la roca, por medio de los planos de S_2 ,
- En las zonas donde la estratificación se dispone formando fuertes ángulos con la esquistosidad de segunda fase (S_2), (Cuadrante SE del area investigada), se produce una importante transposición de la estratificación - por medio de los planos de esquistosidad. Pudiendo considerarse esta una "esquistosidad de transposición", en el sentido de HOBBS et al (1976).

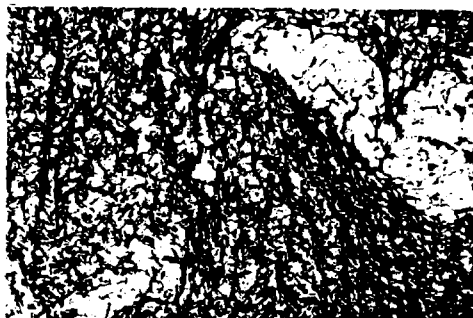
A) Esquistosidad S_2 , en la Zona A, se observan restos de S_1 .



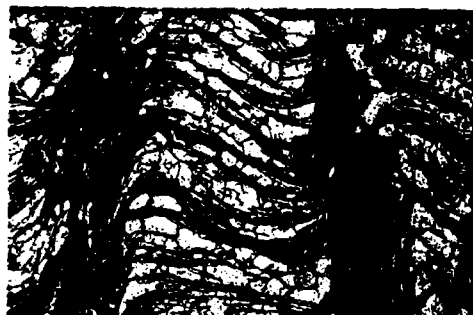
B) Aspecto de la esquistosidad S_2 , en la Zona B.



C) Esquistosidad S_2 en la Zona C, (esquistosidad de crenulación).



D) Detalle de las relaciones entre las esquistosidades S_1 y S_2 en la Zona C.



1.2.2 Pliegues.-

Los distintos tipos de pliegues originados durante la segunda fase, tienen unas determinadas características morfológicas y orientaciones.

En la región estudiada de Honrubia-Berzosa, se pueden hacer varias divisiones, de forma que en cada una de ellas, los pliegues tengan unas mismas características, y una parecida orientación espacial. (Fig.9). (LAMINA 6).

ZONA A:

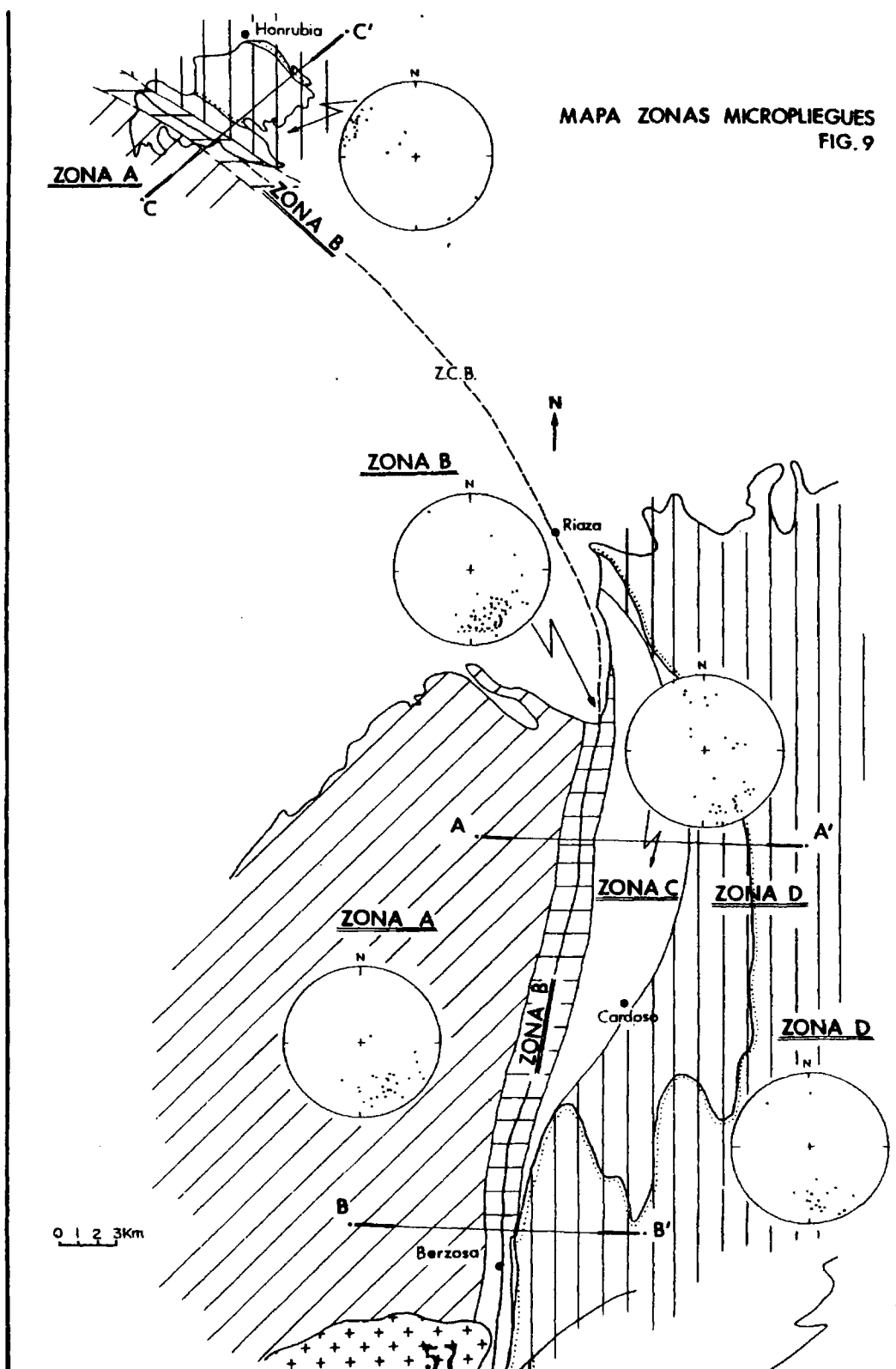
Ocupa todo el sector comprendido al Oeste de la zona de cizalla, los pliegues de esta zona se caracterizan por:

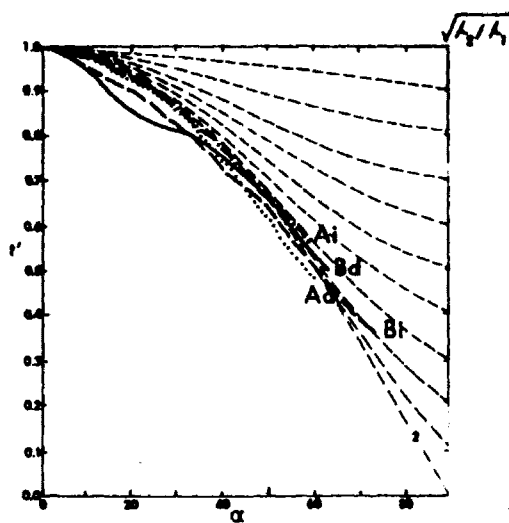
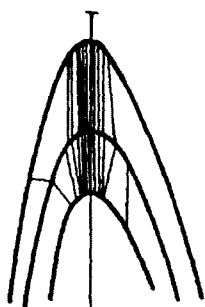
- La orientación de los ejes, es siempre paralela a la dirección de la lineación de la segunda fase. Con direcciones próximas a los 160° e inmersiones de 50° al S.E. (Fig.9), excepto en Honrubia donde se orientan en direcciones próximas a la Este-Oeste. Su vergencia es siempre al Este, una vez eliminada la deformación de F_3 .
- Se desarrollan sobre las estructuras anteriores a la segunda fase, bien la estratificación, o bien la esquistosidad S_1 .
- Geométricamente y según la clasificación de RAMSAY (1967), pertenecen siempre a las clases 1c o 2, con valores de $\sqrt{\lambda_2/\lambda_1}$ que oscilan entre 0.2 a 0.6 (Ejemplos de las Fig.10-1 a 10-3). Las interpretamos como pliegues iniciales de clase 1c, que al aumentar el aplastamiento tienden hacia la clase 2 (Pliegues similares).
- Son pliegues cilíndricos, con un ángulo entre flancos menor de 60° . Según la clasificación de HUDLESTON (1973), tienen formas "C" o "D" y amplitudes 3 o 4 (Fig.11). Que reflejan un importante acortamiento.

ZONA B:

Se superpone a la zona de máxima deformación por cizalla (Fig.9).

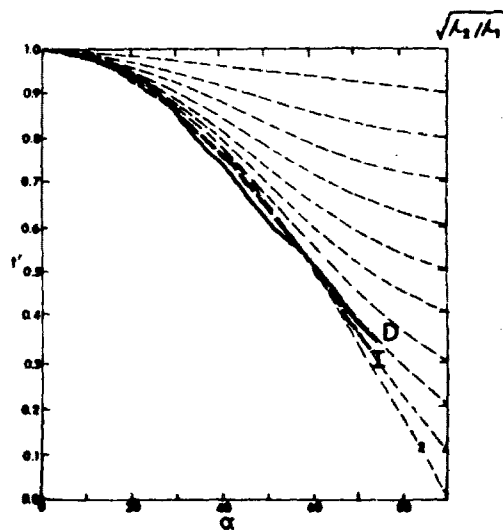
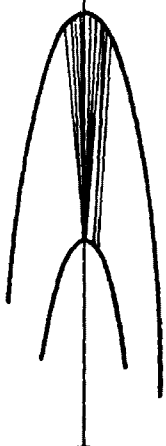
Normalmente en las zonas miloníticas, se generan niveles litológicos de distinta composición que las rocas próximas, por la acción de cizalla. Estos materiales de nueva creación suelen plegarse durante la deformación que los origina, y son los pliegues normalmente descritos en relación con las zonas de cizalla. En este caso y debido a que no se originan rocas miloníticas en sentido estricto, los pliegues que describimos a continuación se forman en general sobre niveles cuarcíticos y anfibólicos preexistentes,

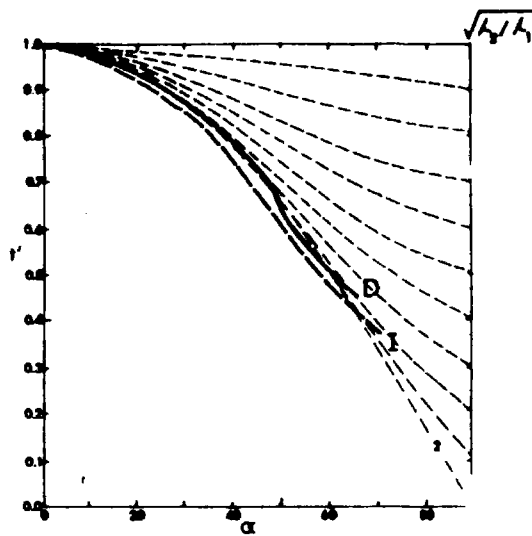
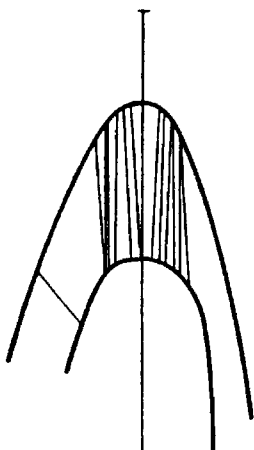




PLIEGUES B_2 M. HONRUBIA (ZONA A)

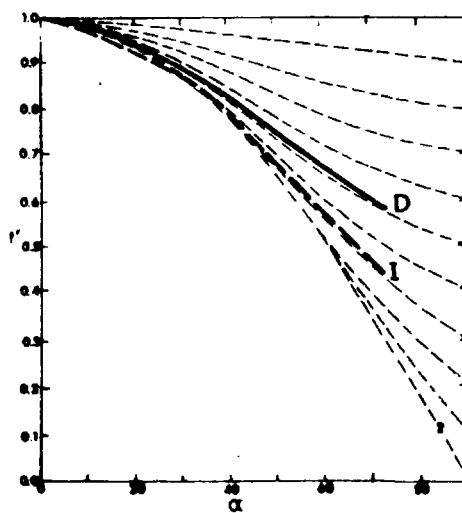
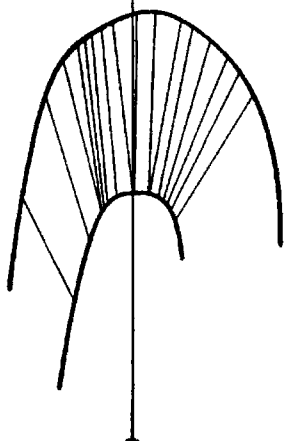
FIG.10-1

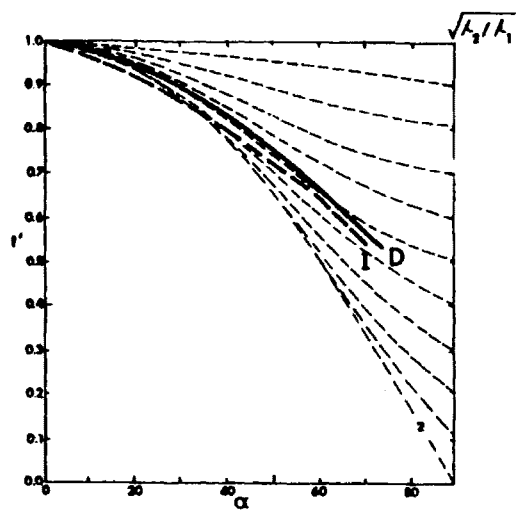
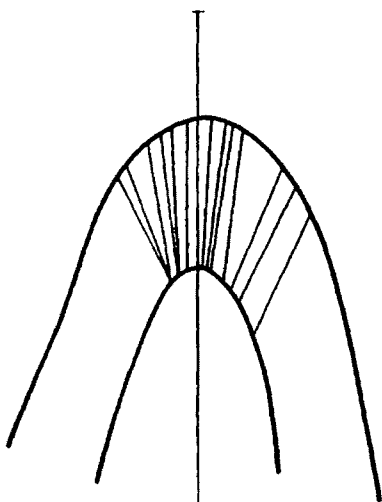




PLIEGUES B_2 ZONA A

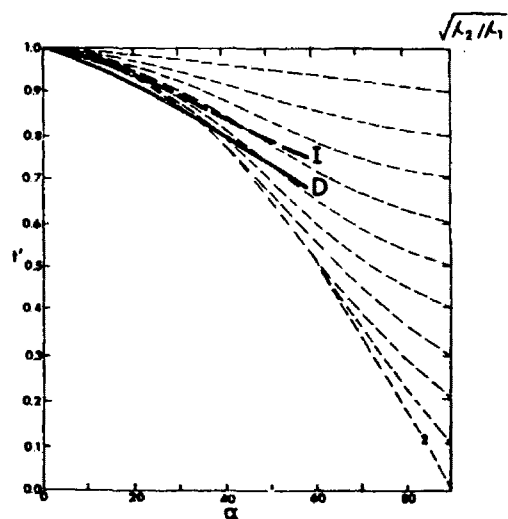
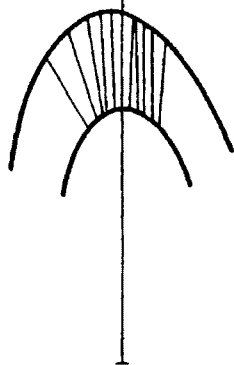
FIG. 10-2





ZONA A

FIG.10-3



Clasificación de Hudleston, Pliegues zona A

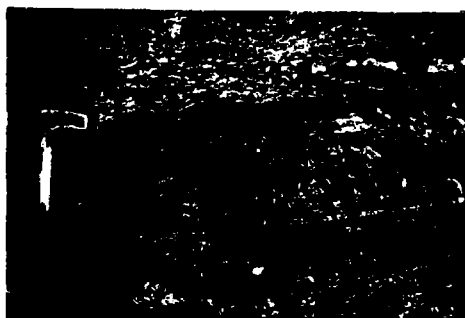
		<u>FORMA</u>					
		A	B	C	D	E	F
<u>AMPLITUD</u>	1						
	2						
	3						
	4						
	5						

FIG.11

A) Pliegues isoclinales de la Zona A.



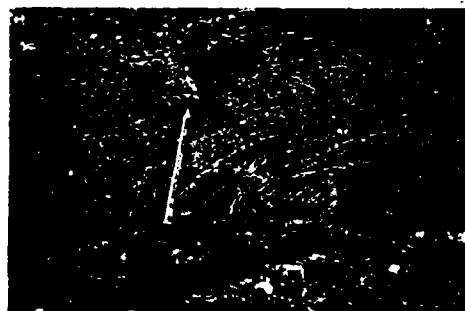
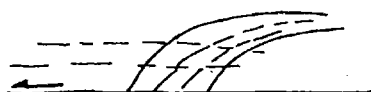
B) Pliegues fuertemente apretados de la Zona B.



C) Pliegue de la Zona B, con uno de sus flancos cizallado por los planos S_2 .



D) Detalle de una charnela cortada por los planos de cizalla, en la Zona B.



con una orientación determinada antes de la deformación, por este motivo - no se encuentran las típicas estructuras descritas en la bibliografía para estas zonas.

Los pliegues de esta zona se caracterizan por:

- Se encuentran siempre orientados paralelos a la dirección de estiramiento (L_2), su plano axial es paralelo a la esquistosidad (S_2), su vergencia es hacia el Este.
Su orientación es próxima a los 160° e inmersión de 50° al S.E., en Honrubia pasan a direcciones 100° con inmersiones de 10° .
- Suelen presentarse con uno o los dos flancos laminados, en algunos casos se encuentran las charnelas aisladas. Estos criterios permiten establecer el sentido del cizallamiento, que indica ascenso de la zona Oeste sobre la Este.
- Geométricamente pertenecen siempre a la clase 2 de RAMSAY (1967). (Fig.12-1 a 12-4), y con valores $\sqrt{\lambda_1/\lambda_2} \approx$ a 0.2, el ángulo entre flancos es siempre menor de 30° , datos todos ellos que reflejan el alto grado de acortamiento y aplastamiento sufrido en esta zona.
- Tienen amplitudes 3, 4 o 5 y formas B, C o D, según la clasificación de HUDLESTON (1973).(Fig.13).

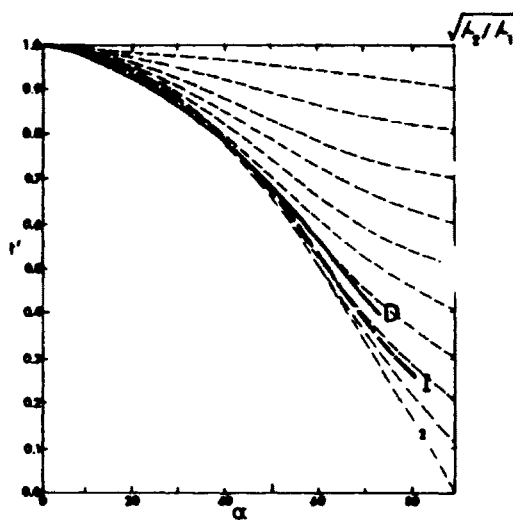
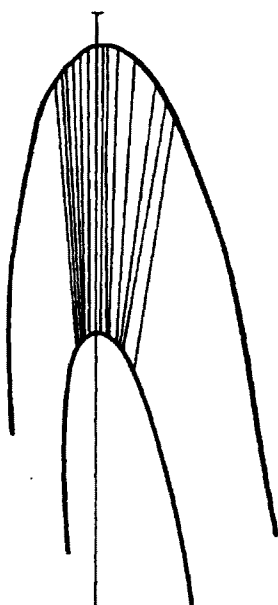
ZONA C:

Bordea la zona anterior hacia el este, (Fig.9), adquiriendo su máxima extensión en el sector al N.E. de Somosierra. Dibuja su área de localización un arco de elipse, de forma que hay sectores donde no se encuentra, - (sectores que coinciden con los extremos de la zona de cizalla estudiada, (Mancizos de Honrubia y Area de Berzosa. Fig.9)).(LAMINA 7).

La orientación del eje de estos pliegues, es variable, con direcciones siempre próximas a NNW - SSE, e inmersiones muy variables, que oscilan en valores de 0 a 90° hacia el NNW o SSE, (Ver Fig.14).

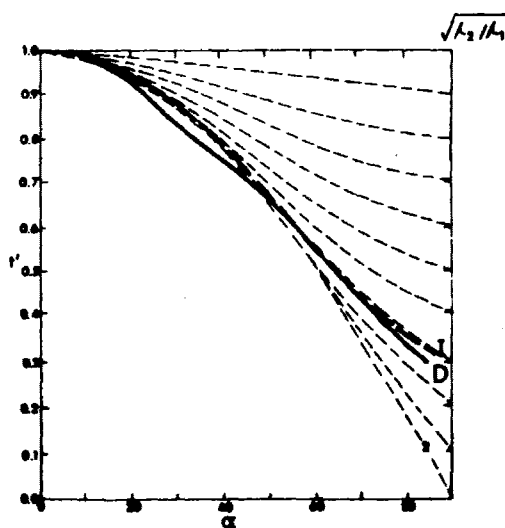
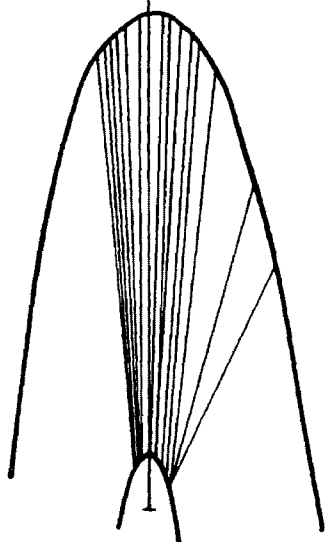
Dentro de esta zona se pueden distinguir tres tipos diferentes de pliegues, que de Oeste a Este son:

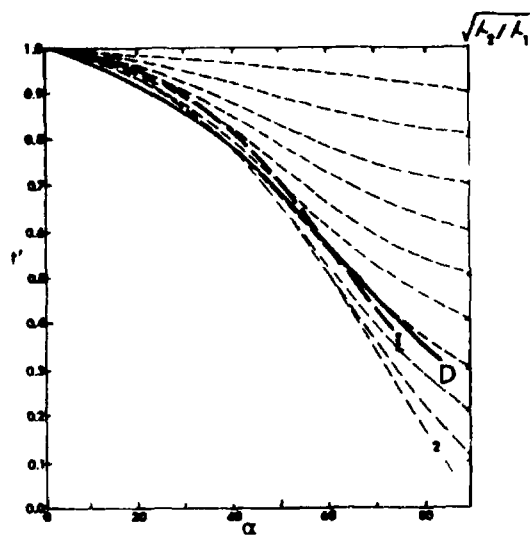
- Tipo 1, son de características análogas a las de la zona B. Pues tienen un alto grado de cilindricidad, sus ejes son paralelos a la línea de estiramiento (L_2), su plano axial es siempre paralelo a la esquistosidad (S_2), y el ángulo entre sus flancos es pequeño.



PLIEGUES B_2 ZONA B

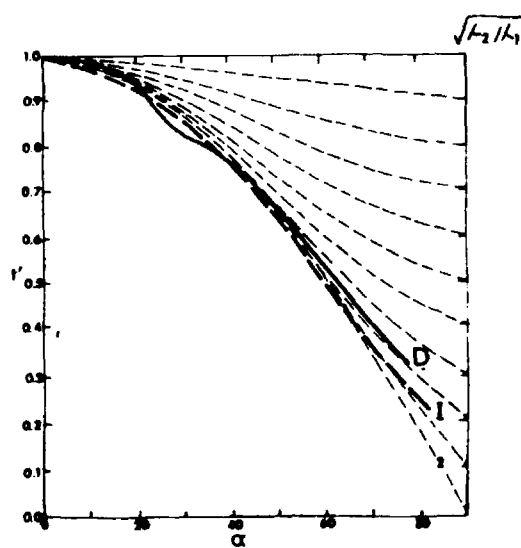
FIG.12-1

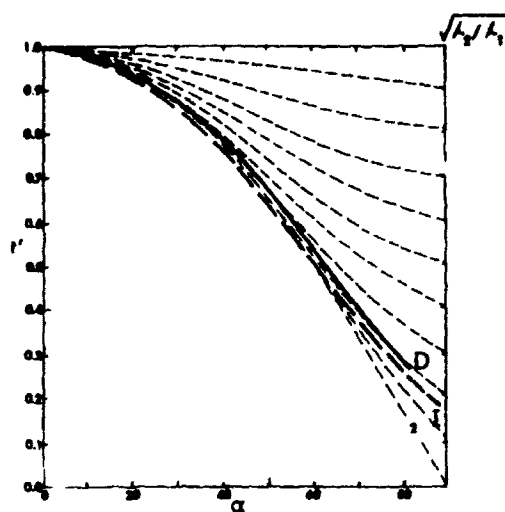
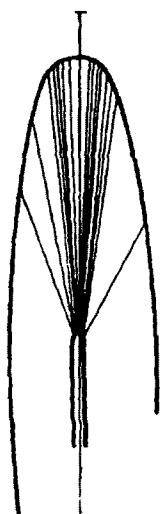




PLIEGUES B_2 ZONA B

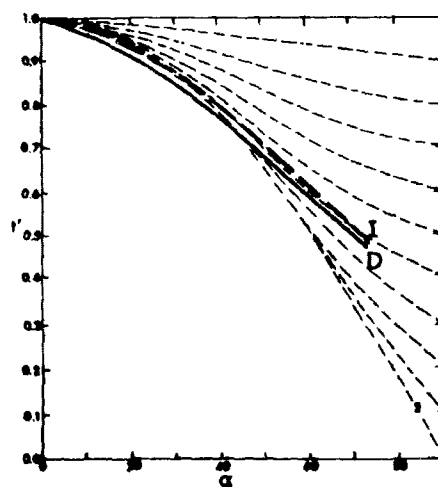
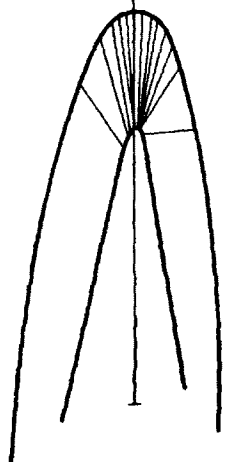
FIG. 12-2





PLIEGUES B_2 ZONA B

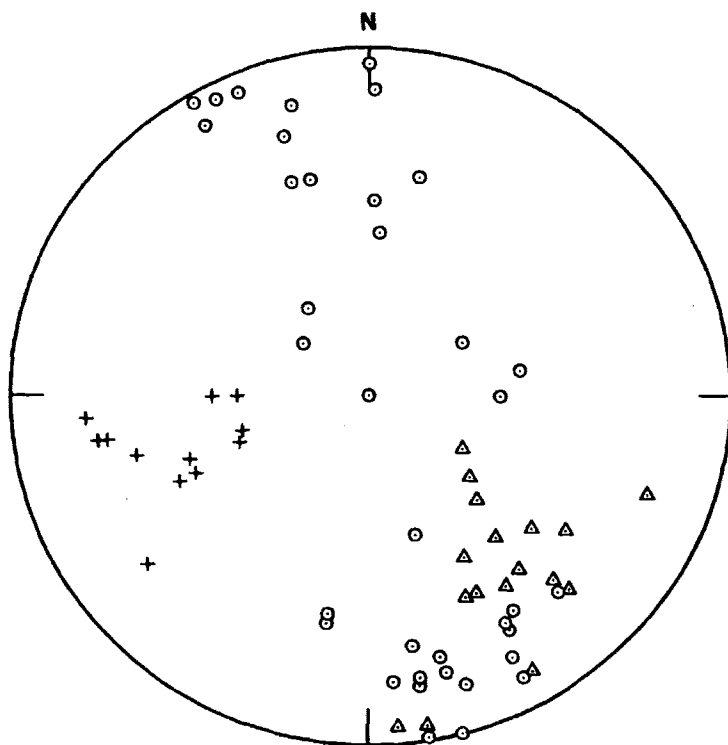
FIG. 12-3



Clasificación de Hudleston, Pliegues zona B

		<u>FORMA</u>					
		A	B	C	D	E	F
<u>AMPLITUD</u>	1						
	2						
	3						
	4						
	5						

FIG. 13



- EJES DE PLIEGUES TIPO 2
 △ EJES DE PLIEGUES TIPO 1 LINEACIONES L_2
 + PLANOS S_2

Fig. 14

Pertenecen a la clase 2 de RAMSAY (1967) (Fig.15), en todos los casos. Y con amplitudes de 3 y 4, y formas C y D, de la clasificación de HUDLESTON (1973). (Fig.19).

- Tipo 2, su orientación es distinta a las anteriores, el plano axial es paralelo a la S_2 , pero la inmersión del eje es variable, describiendo un círculo máximo, que queda inscrito dentro del plano de esquistosidad, (Fig.16 y 14).

Por tanto tienen charnelas curvas, mostrando un aumento en el grado de curvatura de la charnela, desde el Este hacia la zona de - cizalla, donde se observan pliegues próximos al tipo "R" de la clasificación de WILLIAMS y CHAPMAN (1979) (Fig.16b).

La lineación de estiramiento queda perpendicular al eje de los pliegues.

Geométricamente, son formas próximas al tipo 2 de RAMSAY (1967) (Fig. 17), reflejando un importante grado de acortamiento. El ángulo entre flancos es pequeño, clases C y D de HUDLESTON (1973) (Fig.19).

- Tipo 3, se localizan casi exclusivamente en el límite Este de esta zona. Se caracterizan por su alto grado de cilindricidad, plano axial paralelo a la esquistosidad (S_2), y eje del pliegue muy próximo a la lineación (L_2).

Su característica más importante es la reorientación que muestra - la lineación, que pasa de ser paralela al eje del pliegue en la zona de charnela, a oblicua al eje en los flancos del pliegue.

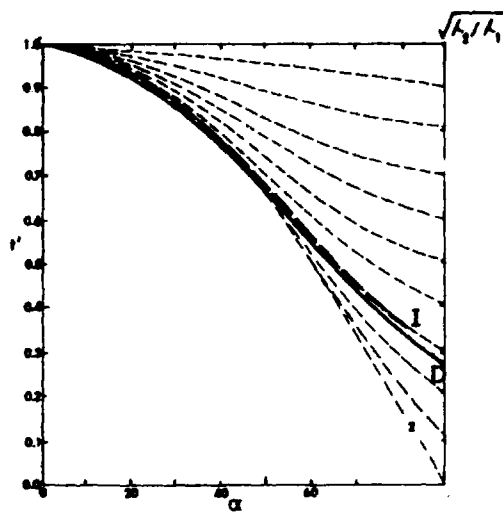
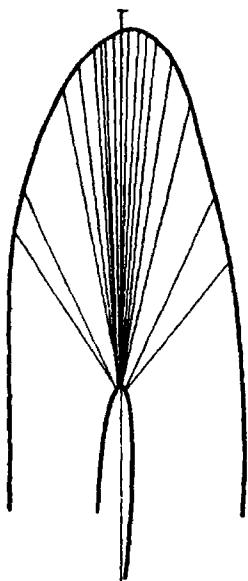
Son pliegues de clase 2 o 1c (Fig.18), con ángulos entre flancos y amplitud intermedia (Fig.19).

ZONA D:

Comprende desde la zona anterior, hasta el límite Este de la zona investigada. Las características más notables son:

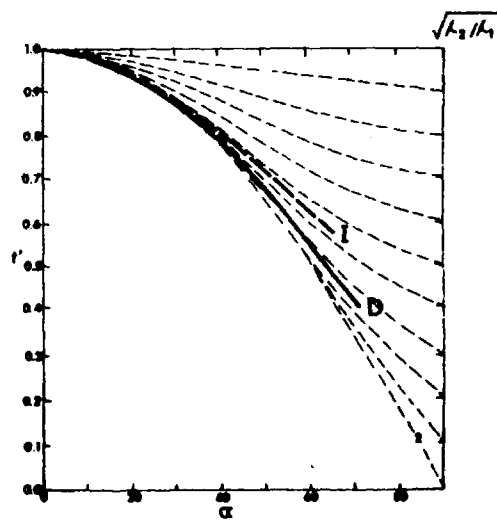
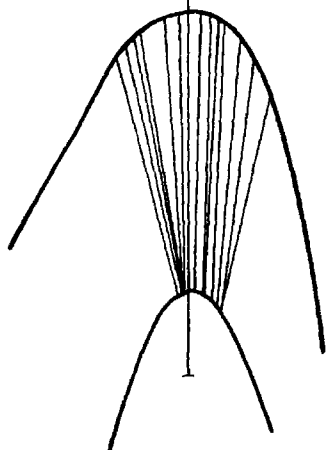
El grado de cilindricidad es muy alto, situándose los ejes de los pliegues - paralelos a la lineación de estiramiento, (L_2) y su plano axial es paralelo a (S_2). Su dirección es la habitual, NW - SE, con inmersión al SE, menos en Honrubia que se disponen subhorizontales y con dirección E - W.

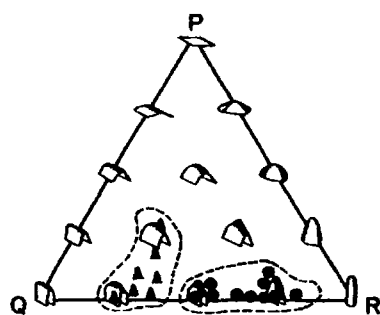
pueden encontrarse plegando lineaciones más antiguas. Morfológicamente, pertenecen siempre a la clase 1c, (Clasificación de RAMSAY, (1967), (Fig.20-1



PLIEGUES B_2 ZONA C TIPO I

FIG. 15



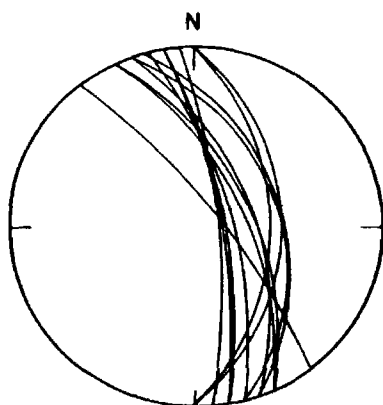


PLIEGUES NO CILINDRICOS

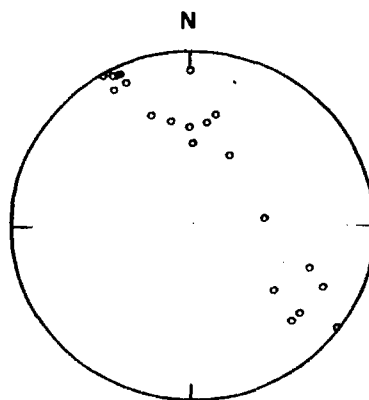
ZONA C

Tipo 2

- Tipo 2, hacia el W.
- ▲ Tipo 2, hacia el E.

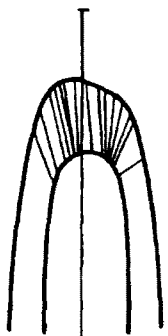


PLANOS S_2

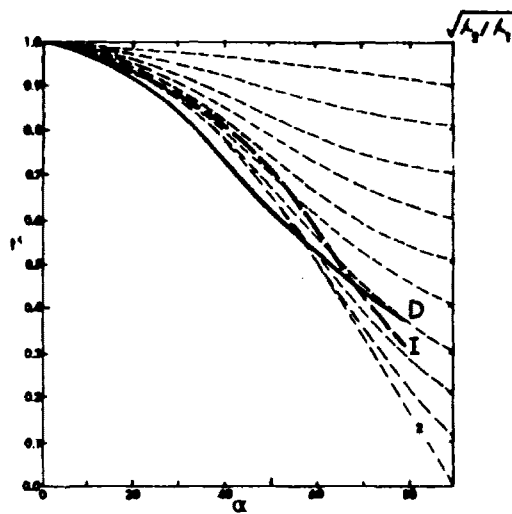


EJES DE PLIEGUES

Fig. 16

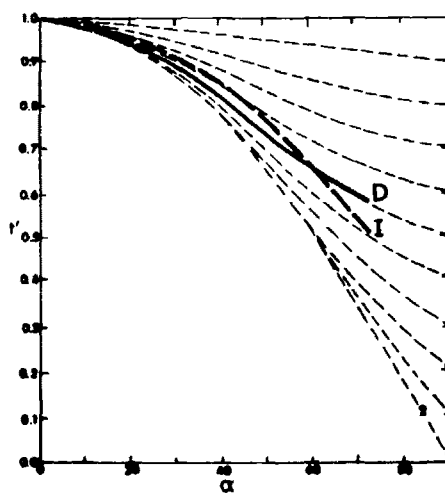


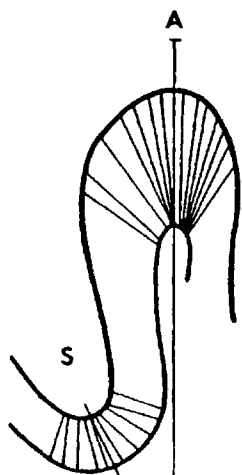
PLIEGUES



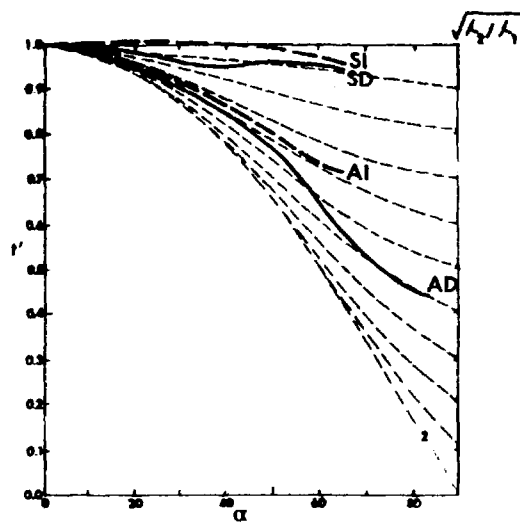
ZONA C TIPO 2

FIG.17





PLIEGUES



ZONA C. Tipo 3.

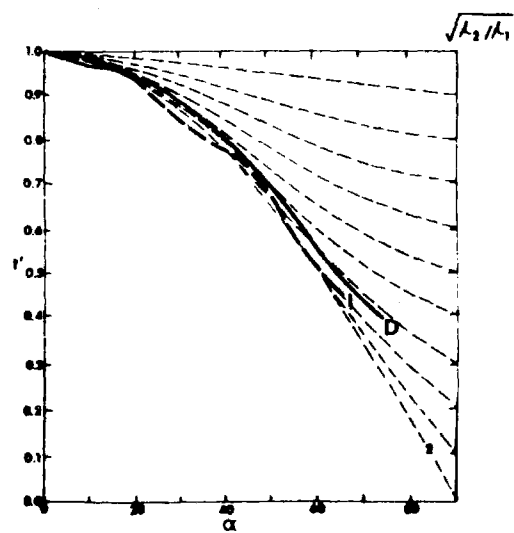
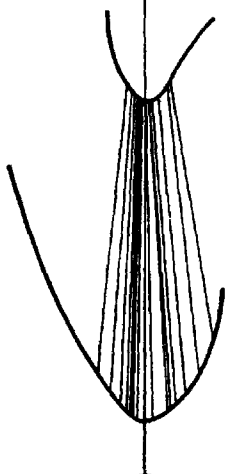


FIG. 18

Clasificación de Hudleston, Pliegues zona C

	<u>FORMA</u>					
	A	B	C	D	E	F
<u>AMPLITUD</u>	1					
	2					
	3					
	4					
	5					

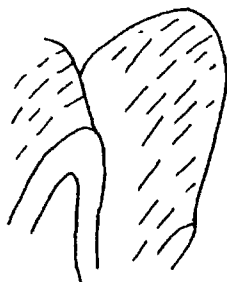
- P. Tipo 1 - ○
P. Tipo 2 - ▲
P. Tipo 3 - *

FIG. 19

A) Pliegues cilindricos de la Zona C, (tipo 3).



B) Pliegues con charnela curva, (tipo 2), en la Zona C.



CyD) Pliegues de la Zona D. Muestran una gran separacion entre flancos.



a 20-3), con relaciones $\sqrt{\lambda_2/\lambda_1} \approx 0.5$. Tienen una gran amplitud, y un fuerte ángulo entre flancos muy alto, mayor de 90° (fig.21)

Resumen.-

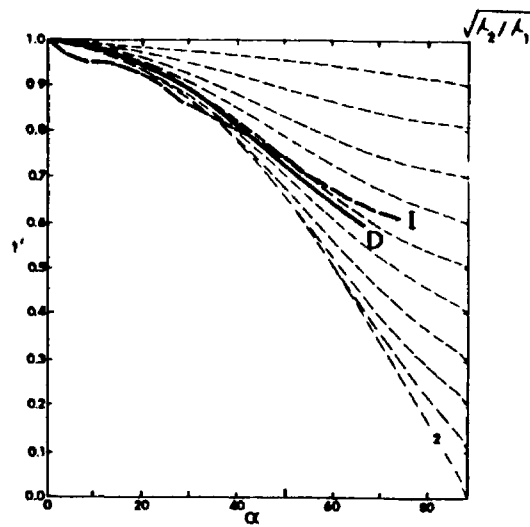
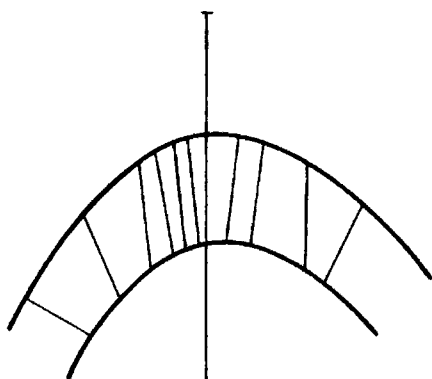
Hemos realizado tres perfiles (Fig.9), que cruzan las distintas zonas descritas, dos en los extremos de la zona de cizalla (perfiles C - C' y B - B') y otro en la zona central, (perfil A - A'). En ellos hemos representado estadísticamente los distintos parámetros medidos sobre los pliegues, calculando su media y observando la variación que muestran al cruzar la zona de cizalla. (Hay que resaltar que los dos primeros perfiles no cruzan por la zona C). Los distintos parámetros varían de la siguiente forma:

- Ángulo entre flancos y amplitud, los dos muestran una variación uniforme, desde valores mínimos en la zona A, una inflexión en la zona B, y un brusco cambio de tendencia en la zona D, cambio que en los perfiles A - A', al existir la zona C, se realiza de una manera progresiva (Fig.22).

La variación de los tipos de pliegues según la clasificación de Ramsay también muestra esta variación, mientras que en las zonas A y B dominan los de tipo 2, en la zona C coexisten los tipo 2 y 1c, y en la zona D, la clase dominante es la 1c. Este cambio está más marcado cuando no existe la zona C (extremos banda de cizalla), mientras que hacia el centro se realiza de forma progresiva.

Esta evolución de los pliegues está más marcada, cuando se usa la clasificación de WILLIAMS y CHAPMAN (1979) y se observa la variación del grado de cilindricidad de los pliegues (Fig.23). Así en el caso de los extremos de la zona de cizalla, (Fig.23a) no se llegan a encontrar pliegues no cilíndricos, observándose solo una variación del ángulo, entre flancos. Por el contrario en el perfil central, se observa no solo una variación de este ángulo, si no además en el grado de "conicidad" de los pliegues, (Fig.23), que aumenta rápidamente al pasar de la zona B a la C y luego disminuye de forma progresiva.

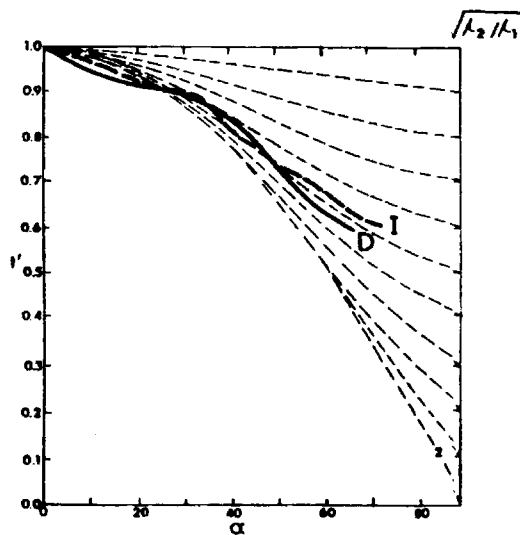
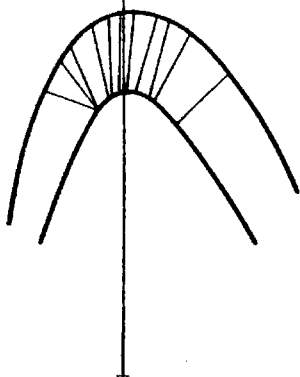
Por último y aplicando los criterios propuestos por BASTIDA (1981) de terminamos el acortamiento y aplastamiento total sufrido por la roca, hay que precisar que los valores obtenidos, no se pueden aplicar de manera estricta, pues al existir extensión paralela al eje del pliegue, los va-

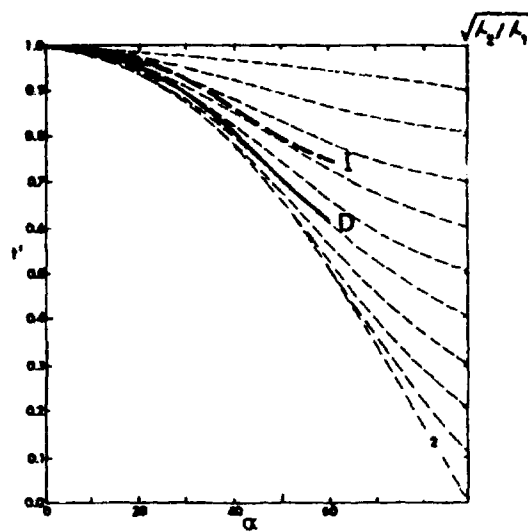
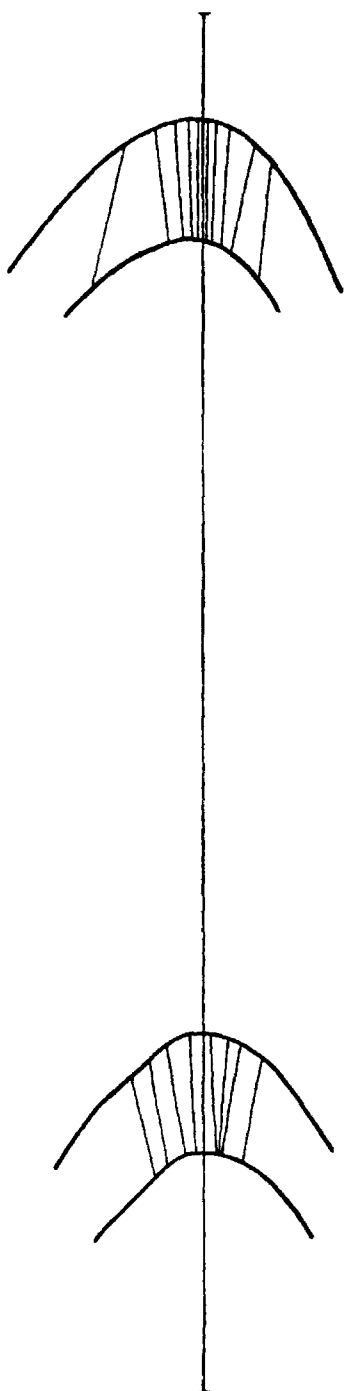


PLIEGUES

ZONA D

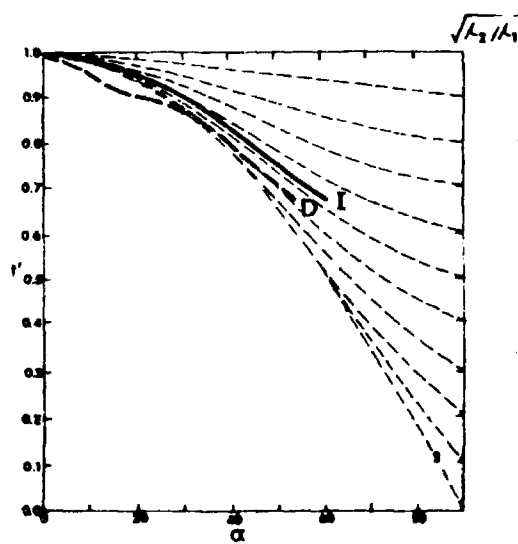
FIG. 20-1

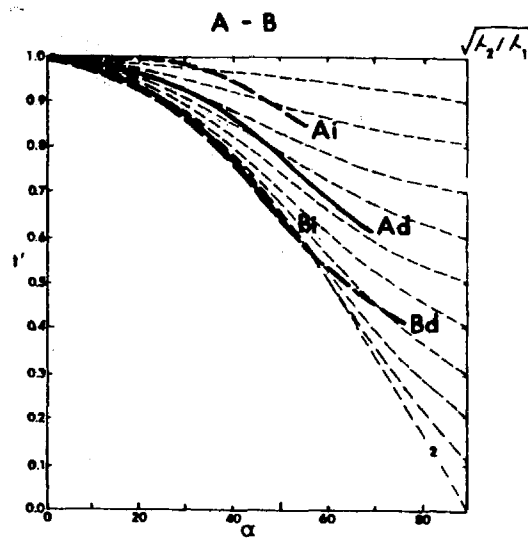
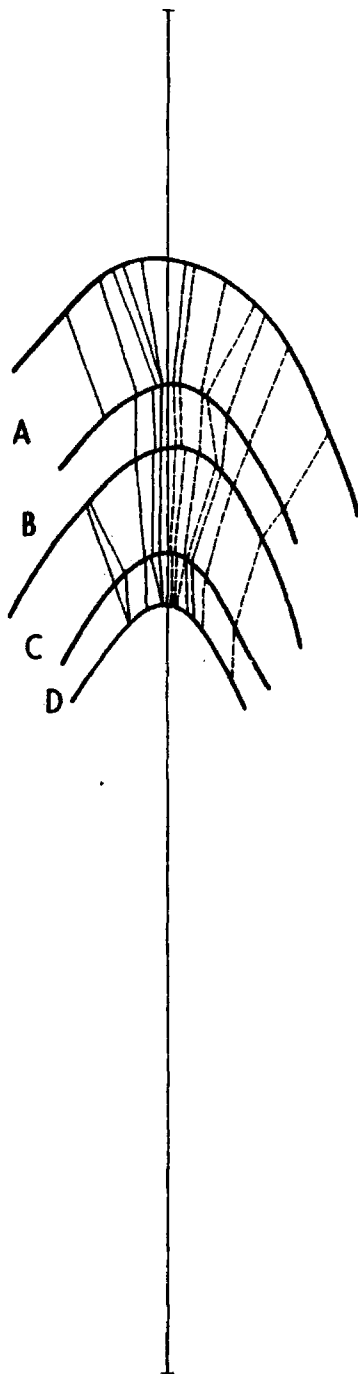




ZONA D (HONRUBIA)

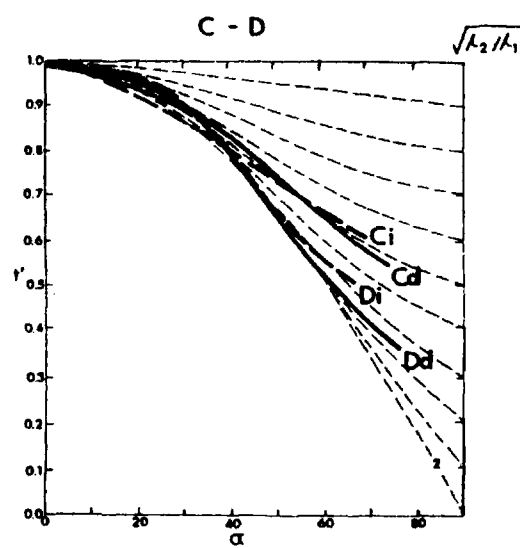
FIG. 20-2





HONRUBIA ZONA D

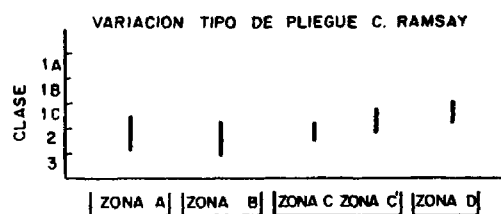
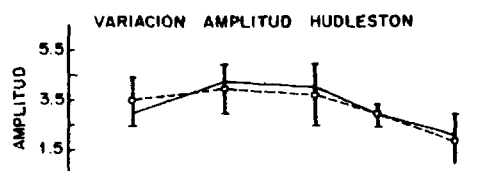
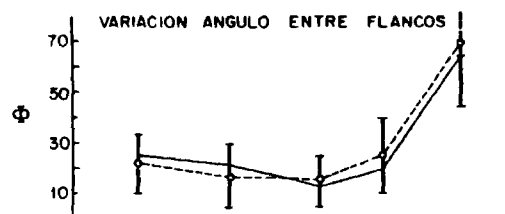
FIG. 20-3



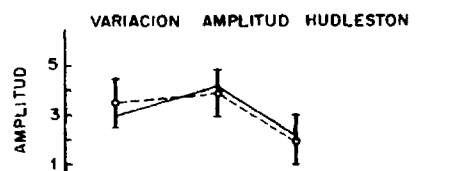
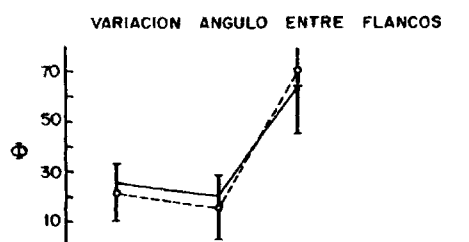
Clasificación de Hudleston, Pliegues zona D

		<u>FORMA</u>					
		A	B	C	D	E	F
<u>AMPLITUD</u>	1						
	2						
	3						
	4						
	5						

FIG. 21



CORTE A-A'



CORTES B-B', C-C'

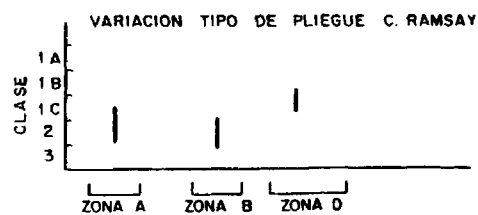
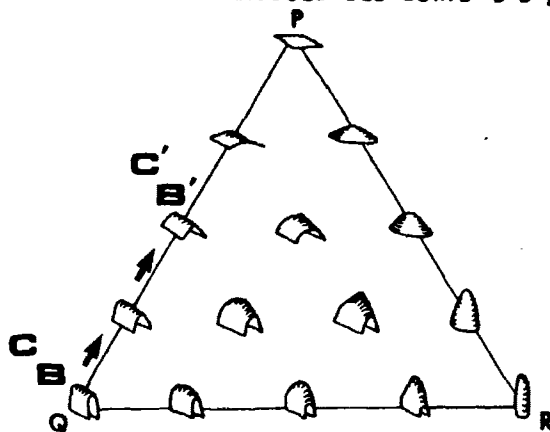


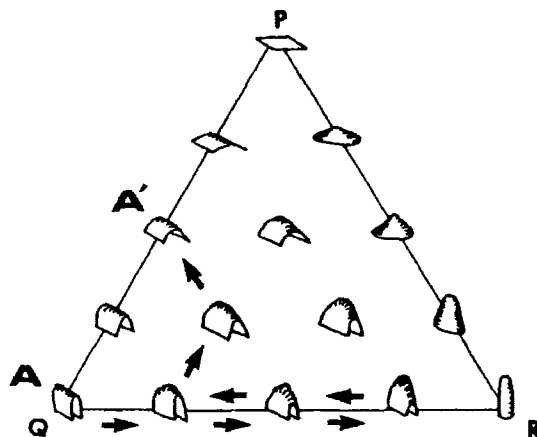
Fig. 22

Clasificación de WILLIAM-CHAPMAN

EVOLUCION DE LOS PLIEGUES DEL CORTE B-B' y C-C'.



EVOLUCION DE LOS PLIEGUES DEL CORTE A-A'



lores obtenidos no reflejan los autenticos acortamientos y estiramientos sufridos por el macizo rocoso, pero si nos sirven para obtener unos valores mínimos, y observar la evolución de estos.

Como se muestra en la Fig.24, la variación del acortamiento y aplastamiento muestra la misma evolución que en los casos anteriores, es decir, es de valor constante en la zona A ($\simeq 60\%$), en la zona B (zona de cizalla) muestra una pequeña variación, y disminuyendo bruscamente en la zona D, este cambio brusco es más acusado en los perfiles donde no existe la zona C.

e_a .- Variación del Acortamiento total

e_t .- Variación del Aplastamiento total

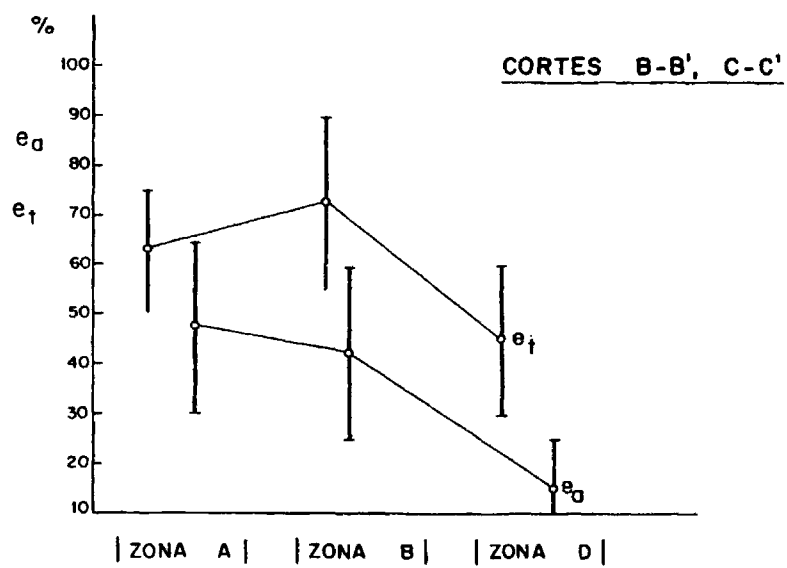
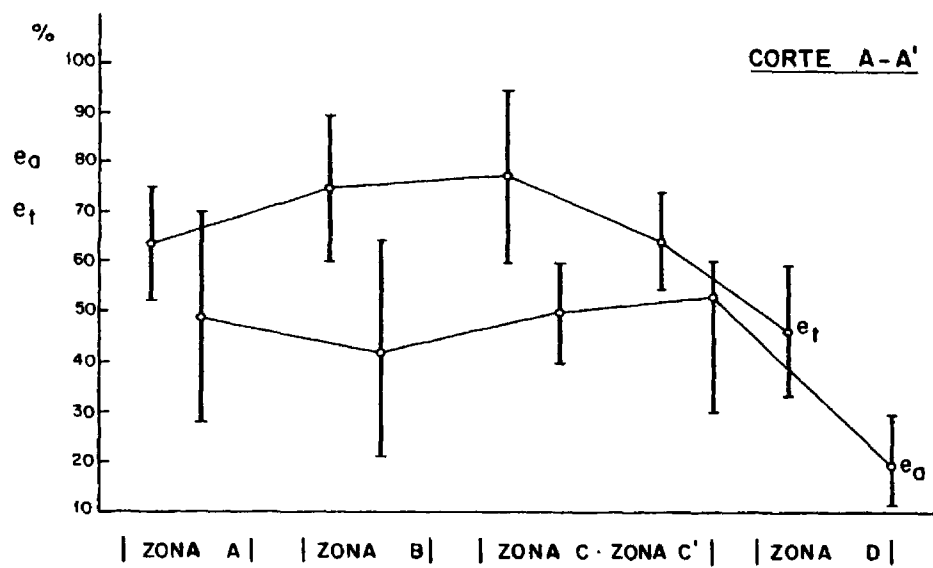


Fig. 24

1.2.3 Lineaciones.-

En la zona de estudio y en función de sus características genéticas, se pueden distinguir los siguientes tipos de lineaciones:

- Lineaciones de crenulación.
- Lineaciones de intersección entre S_0 y S_2 o S_1 y S_2 .
- Lineaciones de crecimiento mineral.
- Cuellos de boudins.
- Mullions.
- Lineaciones de estiramiento (p.e. objetos pretectónicos deformados).

Estas lineaciones (L_2), presentan unas relaciones variables con los pliegues (b_2), en base a estas relaciones se puede subdividir la región en cuatro zonas distintas, que coinciden con las propuestas para los pliegues. (Fig.25).

Aunque estas zonas se pueden dividir en dos grandes áreas, una en general al Oeste de la zona de cizalla en la cual L_2 es una lineación mineral, y otra - al Este de la zona de cizalla donde L_2 es una crenulación (Fig.25). (LAMINA 8).

Las características son:

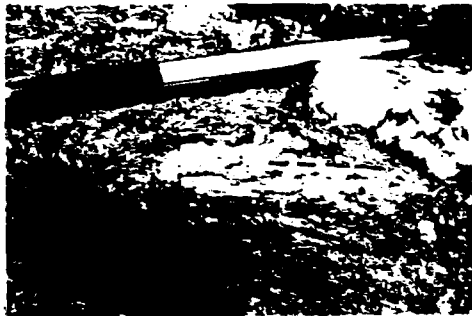
ZONA A:

Comprende desde la zona de cizalla hacia el Oeste (Fig.25).

Las características más importantes de la lineación en esta zona son:

- Hay un gran paralelismo entre la orientación de las lineaciones y los ejes de pliegue de segunda fase.
- La lineación más abundante, es la originada por el crecimiento mineral, que es además muy penetrativa.
- Los ejes mayores de los porfidoblastos (p.e. distena y sillimanita), se disponen paralelos a la lineación marcada por la matriz (Fig.26).
- Al ser la S_2 y la S_1 prácticamente subparalelas, las lineaciones de intersección entre ellas son escasas, existiendo solamente en el interior de las zonas de charnela de los pliegues b_2 .
- El crecimiento mineral marcado en la roca, se origina por, la orientación de los cristales que forman la matriz rocosa, la orientación de las colas de los porfidoblastos, y la orientación de los porfidoblastos. Usa de todos los elementos que componen la roca.

A) Lineacion de crecimiento mineral (distena), Zona A.

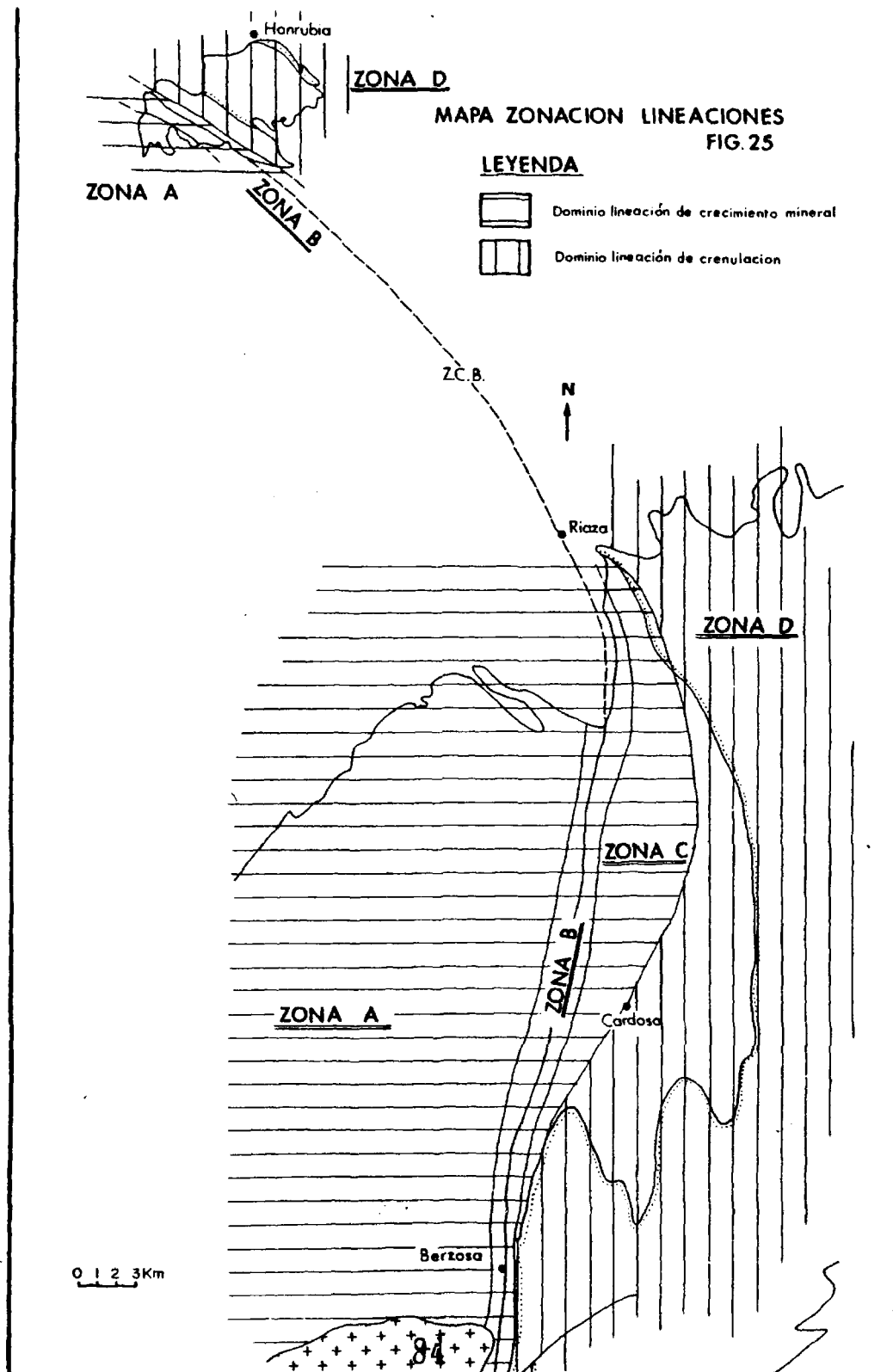


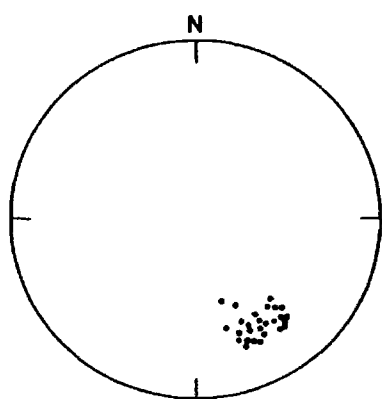
B) Lineacion de crecimiento mineral (biotitas), Zona B.



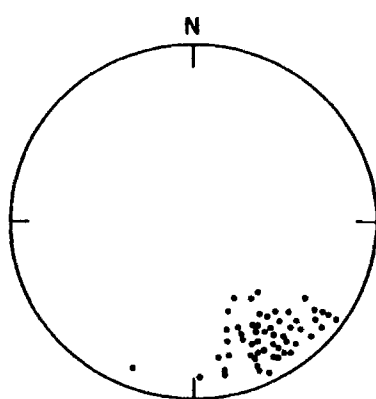
C y D) Aspecto de las dos lineaciones existentes en la Zona C. (L_1 y L_2).



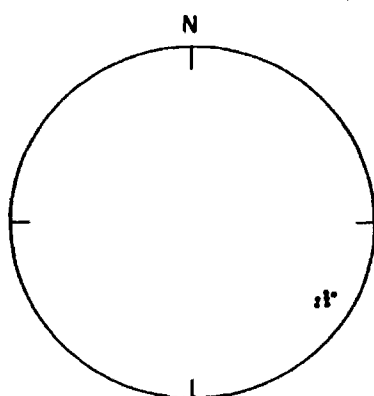




L. SILLIMANITA



L. MINERAL



L. DISTENA

Fig. 26

- Los rods o las varillas de cuarzo, también se disponen paralelas a la L_2 .
- Los cuellos de boudins, presentan dos orientaciones, una normal a la lineación (L_2) y otra paralela. (Fig.30).

ZONA B:

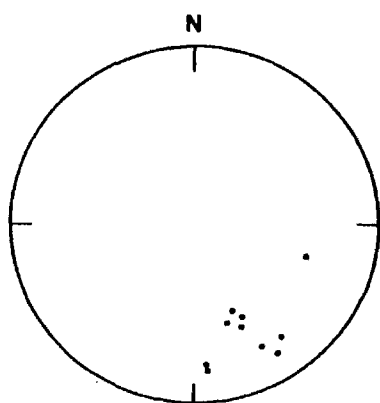
Se extiende sobre toda la zona de máxima deformación por cizalla (Fig. 25), se define por:

- Existe un total paralelismo entre las orientaciones de la lineación (L_2) y los ejes de los pliegues (b_2).
- En esta zona la lineación es siempre de crecimiento mineral, tanto de los componentes de la matriz, como de los porfiroblastos que se orientan con gran paralelismo con respecto a la lineación (L_2) (Fig. 27).
- No se observan relaciones de intersección entre S_2 y S_1 , debido a que en esta región la S_1 , está totalmente eliminada.
- Los cuellos de boudins de las capas más competentes, definen dos máximos, uno paralelo a la lineación y otro normal a esta (Fig.30).
- Las varillas de cuarzo se disponen paralelas a la lineación (L_2).
- Los objetos pretectónicos, como las glandulas de ciertos gneises, adquieren formas elípticas, estando su eje largo siempre paralelo a la lineación (L_2). Los nidos de turmalina existentes en el gneis Berzosa, también tienen formas elípticas, orientadas conforme a la lineación.

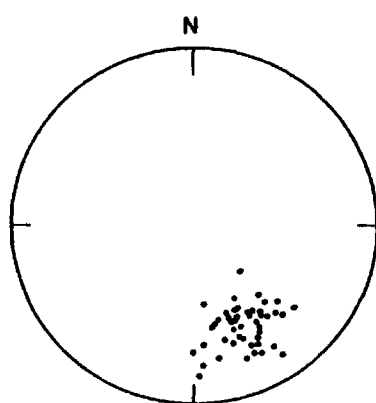
ZONA C:

Al igual que en el caso de los pliegues, se dispone con forma de arco, al Este de la zona anterior, y aparece solo en el sector NE de la zona estudiada (Fig.25).

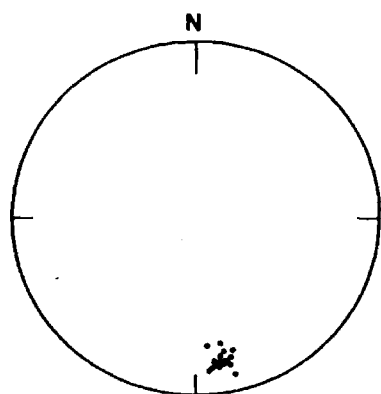
- En esta región existen lineaciones (L_2) minerales, lineaciones (L_2) de crenulación entre S_1 y S_2 , y lineaciones de intersección entre S_1 y S_2 .
- La lineación (L_2) se puede disponer de tres formas distintas con respecto a los ejes de pliegues:



L. MINERAL



L. ESTAUFOLITA



L. BIOTITA

Fig. 27

- 1.- Paralela a los ejes de pliegues (Fig.28a).
- 2.- Perpendicular a los ejes de pliegues (Fig.28a).
- 3.- Girando desde posiciones muy oblicuas al eje del pliegue a posiciones paralelas con este (Fig.28b).

Estas orientaciones tienen una marcada distribución espacial. Las primeras se sitúan próximas a la zona de cizalla, las segundas más alejadas y las terceras en el límite Este de esta zona.

Correlacionándose con esta misma evolución, las lineaciones pasan, de lineaciones minerales dominantes al Oeste de esta zona, a lineaciones de crenulación al Este.

- En este caso existe una notoria disparidad entre las lineaciones de finidas por crecimientos minerales. Así mientras que los crecimientos de minerales en la matriz son siempre paralelos a la lineación (L_2), los ejes largos de los porfiroblastos prismáticos, pueden disponerse paralelos a la lineación o no. Por ejemplo las Estauroлитas muestran un máximo paralelo a la lineación, pero coexistiendo con otra serie de cristales más dispersos (Fig.28c). Las andalucitas también reflejan esta dispersión, aunque en este caso existe un máximo relativo que se dispone normal a la lineación (Fig.28d).
- Los cuellos de boudins, como en casos anteriores se encuentran bien perpendiculares o bien paralelos a la lineación, aunque en esta zona parece que predominan los primeros (Fig.30).

ZONA D:

Ocupa el sector comprendido entre el límite de la anterior y el borde Este del área estudiada (Fig.25).

- En esta zona la lineación se dispone siempre paralela a los ejes de pliegues (b_2)(Fig.29).
- Es siempre una lineación de crenulación entre S_2 y S_1 , que puede llegar a ser muy penetrativa. También son abundantes las lineaciones de intersección entre S_0 y S_2 , que se orientan de igual forma que las anteriores.
- Existen numerosos "mullions", cuyos ejes se orientan paralelos a la lineación (L_2) y a los ejes de pliegues (b_2).

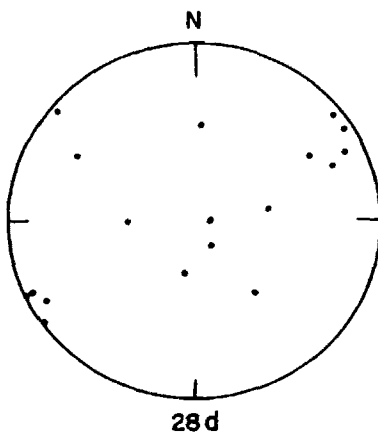
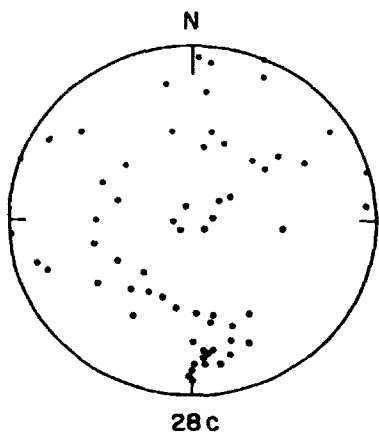
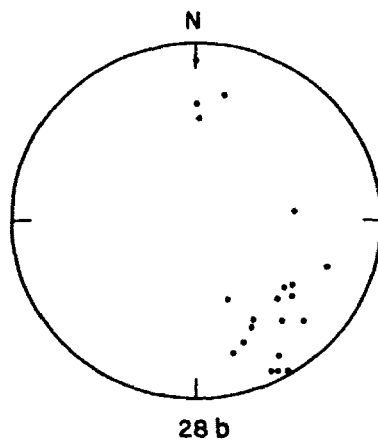
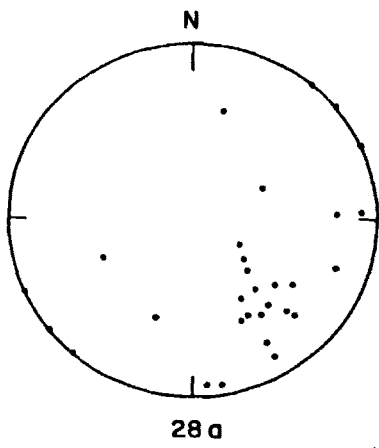
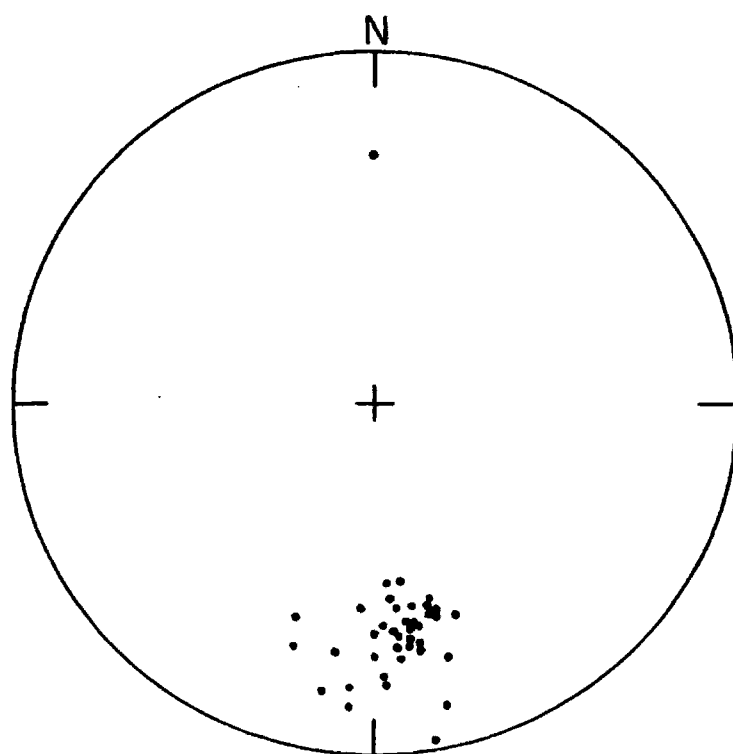
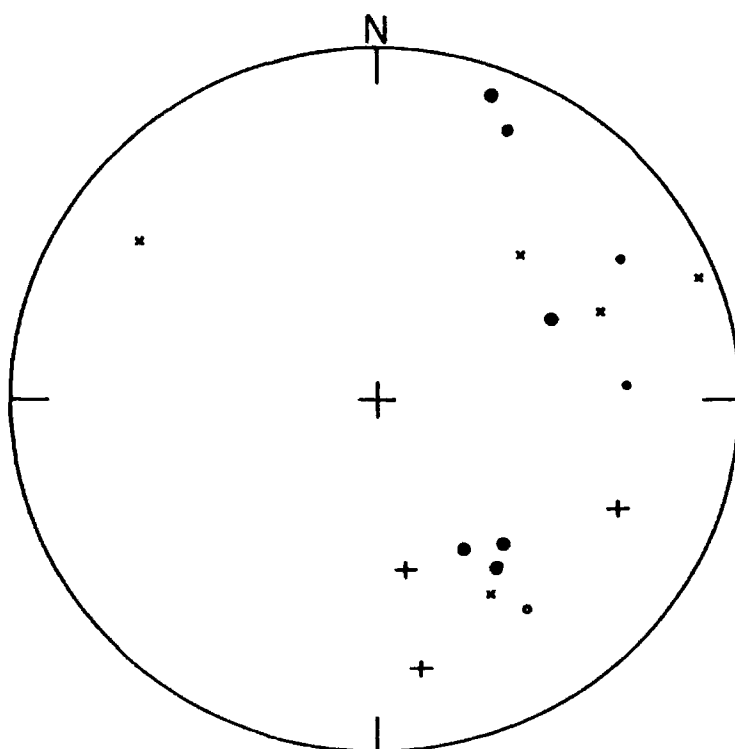


Fig. 28



Lineacion mineral (Lm)
ZONA D

FIG-29



Lineaciones definidas por cuellos de boudin

- x Zona A
- Zona B
- + Zona C
- o Zona D

FIG.-30
91

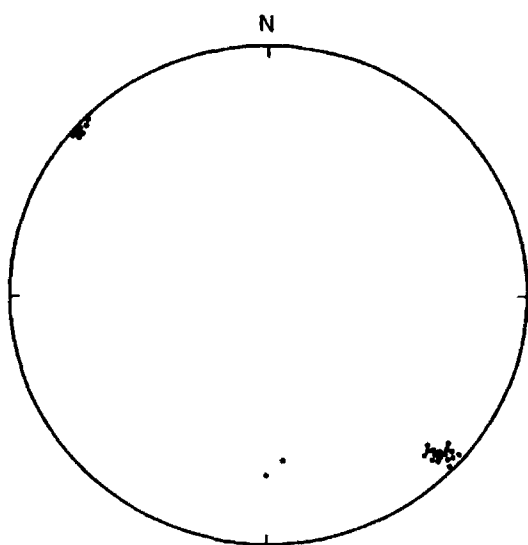
- Hay lineaciones minerales definidas por las colas de presión de cloritoides y granates. Los porfidoblastos prismáticos, por ejemplo, - los anfíboles, de las cuarcitas anfibólicas del Ordovícico, muestran una gran desorientación, aunque existe un mayor número de cristales orientados paralelos a L_2 .
- Las lineaciones definidas por objetos anteriores a la deformación, son numerosas, cabe citar:
 - Granos de cuarzo de los microconglomerados del Ordovícico, cuyos ejes mayores se orientan paralelos a L_2 .
 - Tubos de bioturbaciones, que también se orientan paralelos a L_2 .
 - Pistas (crucianas), que se reorientan ligeramente, en la dirección de la lineación.
- Los cuellos de boudins, se disponen en general normales a la lineación (L_2) (Fig.30), pero los hay paralelos.

Hay que indicar que en el Macizo de Honrubia, se observan estas mismas zonas, excepto la C, aunque las direcciones pasa a ser E - W y las inmersiones - próximas a los cero grados (Fig.31).

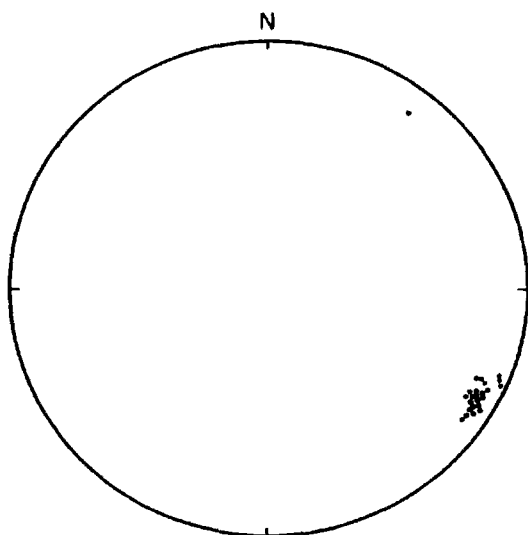
También se ha analizado la variación del cabeceo de la lineación de estiramiento, sobre el plano de esquistosidad, en una serie de perfiles dos en los extremos de la zona de cizalla (Honrubia 1, Berzosa 3) y otro en el sector central (Riaza 2) (Fig.32).

En Honrubia este ángulo es muy bajo, próximo a 15° , mientras que en la zona central puede adquirir valores muy altos, cercanos a los 90° y en la región de Berzosa toma valores intermedios entre las dos zonas anteriores alrededor de los 30° (Fig.32).

26 Puntos



24 Puntos



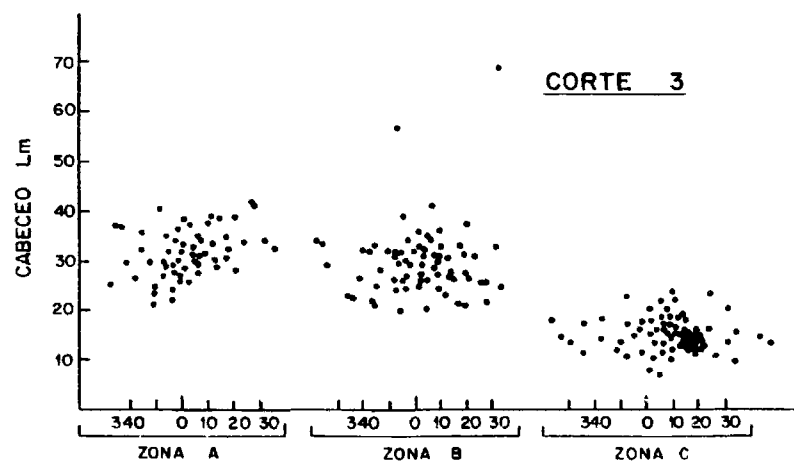
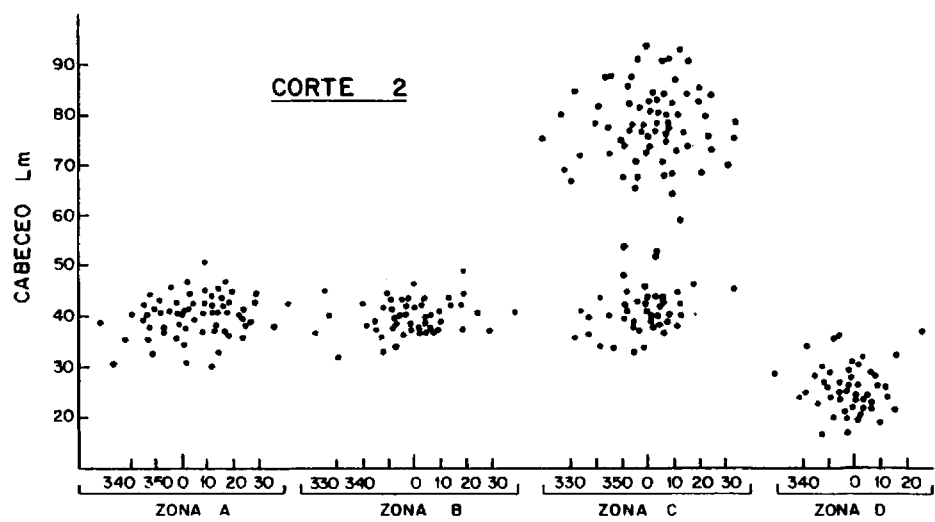
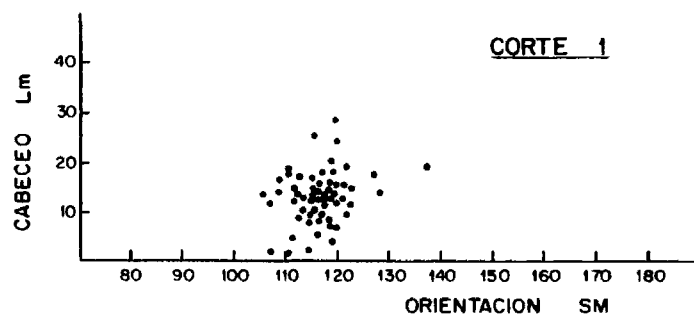


Fig. 32

1.3 MICROESTRUCTURAS

Dentro de las estructuras que muestran las rocas a escala de lámina delgada (microestructuras) hemos distinguido varios grupos:

a) Texturas de porfiroblastos, b) Microestructuras de la matriz y c) Subfábricas ópticas (Petrofabricas) del cuarzo en algunos tipos rocosos.

En zonas de cizalla estrechas o con pequeño desplazamiento, es relativamente sencillo establecer a partir de las estructuras existentes a ambos lados de la misma la magnitud de dicho desplazamiento y el sentido relativo del movimiento. Pero en grandes zonas de cizalla como la que nos ocupa, esto es más difícil debiéndose recurrir a criterios texturales como los que citamos a continuación.

Algunos de estos criterios no son exclusivos de la deformación por cizalla simple e indican solamente el sentido de movimiento relativo de la materia en ese punto de la roca durante la deformación (vorticidad). La existencia de la zona de cizalla se establece anteriormente, en base a otros criterios (Tectónicos, cartográficos, etc), ya que muchas de estas texturas pueden originarse mediante otros tipos de deformación.

Las observaciones se han realizado en láminas delgadas cortadas paralelas a la dirección de estiramiento y normales a la dirección de aplastamiento.

Las microestructuras más significativas en relación con los porfiroblastos son; geometría de las inclusiones (texturas helicíticas), sombras de presión planos de clivaje, y disposición de las fracturas internas. En el caso de la matriz son; micropliegues intrafoliares y relaciones geométricas entre la esquistosidad y los porfiroblastos.

Los criterios más importantes empleados en la determinación del sentido de movimiento son:


Inclusiones.-

Casi todos los porfiroblastos contienen inclusiones de minerales no consumidas en sus reacciones de crecimiento. Estos minerales suelen estar orientados y definir una serie de figuras geométricas. (Texturas helicíticas).

Existen varios modelos teóricos que explican las geometrías de las inclusiones que resultan del crecimiento del porfiroblasto sincronicamente con la deformación. A partir de cada uno de estos modelos se puede determinar, el tipo de deformación, y el sentido relativo de movimiento en el caso de que sea una cizalla. (DE WIT, 1976-b; GHOSH y RAMBERG, 1976; ZWART, 1960).

Los modelos más importantes son los propuestos por:

ZWART (1962).- El carácter pre, sin o post del crecimiento mineral con respecto a la deformación, se puede determinar, comparando las fábricas de las inclusiones, con las existentes en el exterior del cristal. Este modelo nos permite determinar también, el tipo de deformación, (por aplastamiento o por cizalla) (Fig.33).

POWEL y TREAGUS (1970).- Según estos autores las inclusiones quedan atrapadas en el cristal por rotación del mismo, y la geometría que presentan es función de la orientación que tenga la cara estudiada con respecto al eje de rotación. Se pueden encontrar formas en "S" si la observación es perpendicular al eje de giro, o formas en  en el caso de otras posiciones (Fig.33). ROSENFELD (1970), propone un modelo similar para el granate, aunque más complicado, pues indica la existencia posible de varios ejes de giro.

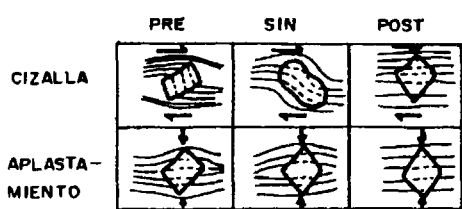
DE WIT (1976 a y b).-Para este autor las texturas helicíticas se forman como resultado de la genesis de grietas de tensión en la matriz rocosa, alrededor y sobre las cuales crece el porfiroblasto. La evolución en el tiempo de las grietas de tensión se refleja en las geometrías helicíticas complejas de los porfiroblastos. (Fig.33)

SCHONEVELD (1977).- Explica las inclusiones helicíticas, como resultado de restos de matriz atrapados durante una etapa de crecimiento y rotación del cristal.

Explica las espirales dobles (Fig.33) o en capas concéntricas, como resultado de la incorporación progresiva en el porfiroblasto de las colas de presión durante el crecimiento del cristal durante la rotación. Las inclusiones de otras fases son el resultado de la incorporación de la matriz.

BARD (1980).- Propone una serie de modelos, para minerales sincinemáticos, en función de: el tipo de deformación (cizalla pura o simple), la posición con respecto a una estructura anterior planar y la forma planar o circular del cristal (Fig.33)

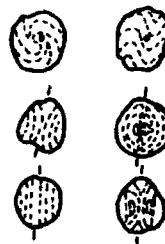
BELL (1985).- Buena parte de los criterios tradicionales sobre la interpretación cinemática y relación con la deformación basados en el análisis



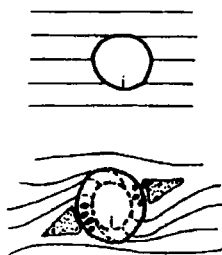
ZWART (1962)

Eje de giro normal
a la seccion

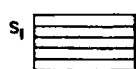
Eje de giro paralelo
a la seccion



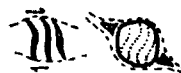
POWEL Y TREAGUS
(1970)



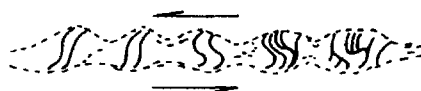
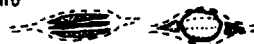
SCHONEVELD (1977)



Cizalla

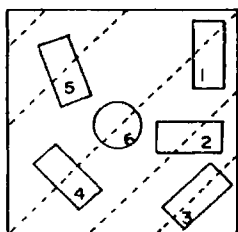


Aplastamiento

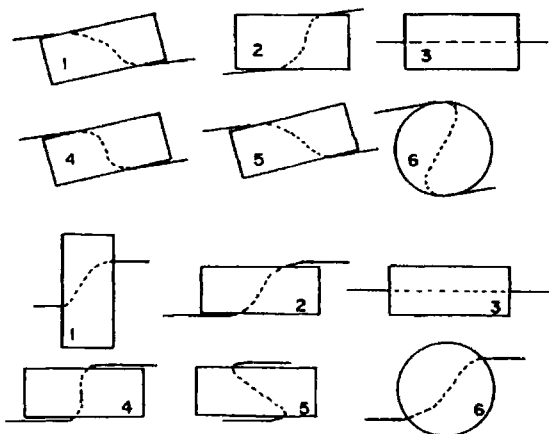


DE WIT (1976)

CIZALLA



APLASTAMIENTO



BARD (1980)

de las texturas helicíticas, que dan cuestionados por los trabajos de BELL (1985) y BELL et al (1986). En estos trabajos se indica como el mecanismo de partición de la deformación ("Deformation Partitioning"), y su carácter dinámico en el tiempo a todas las escalas de un cuerpo rocoso obliga a analizar con mucho cuidado las texturas de los porfidoblastos, pues estas dependen del punto de la roca donde crezca el mineral. (Fig.33 bis).

También indican que las únicas texturas que reflejan rotación son las de los granates helicíticos.

Sombras de Presión.-

SIMPSON y SCHMID (1983), proponen para determinar el sentido del movimiento de cristales sin cinemáticos, dos criterios:

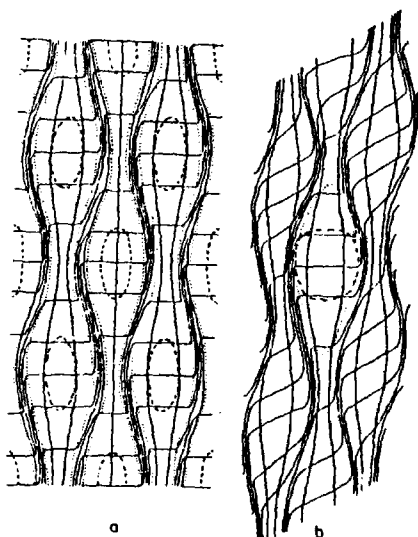
- El primero, se basa en la geometría de las inclusiones en el punto de contacto entre el borde de cristal y la matriz. En estas zonas, la esquistosidad interna del porfiroblasto (Si) y la esquistosidad externa (Se), forman un micropliegue que registra el sentido de giro ROSENFELD (1970-1968) (Fig.34a).
- El segundo se basa en las formas de la sombra de presión. En las sombras asimétricas (Fig.34b) el sentido de movimiento se deduce de la disposición de los bordes concavos y rectos de las mismas, en torno de los porfidoblastos.

Cristales fracturados.-

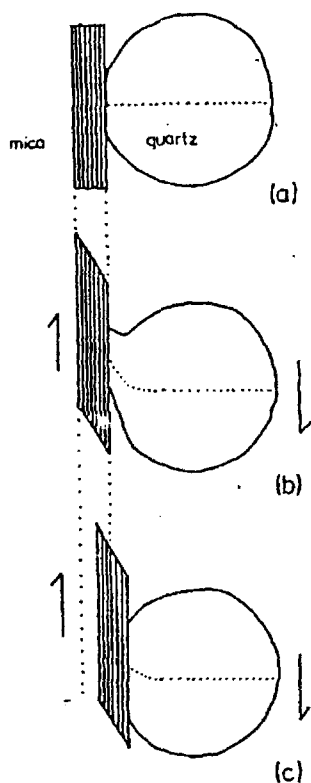
Cuando los blastos se comportan fragilmente con respecto a la matriz dúctil durante la deformación, se pueden generar planos de microfracturas.

Estos normalmente se desplazan al revés que la cizalla que los origina y permiten por tanto determinar el sentido de movimiento de la misma (Fig.34). (SIMPSON y SCHMID, 1983).

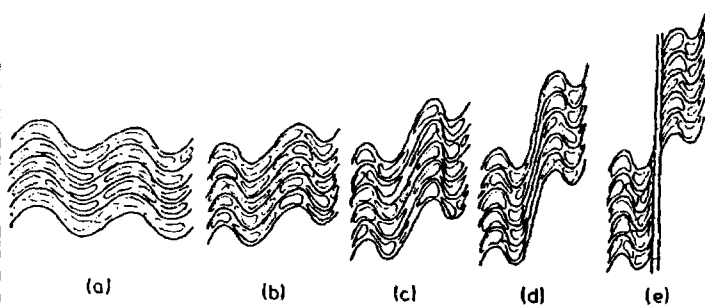
También se pueden formar fracturas de "Riedel", que podrían ulteriormente separarse, dando granos aislados de mineral, (Fig.34) (PECHER, 1978).



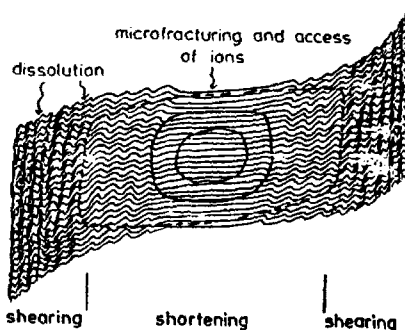
Distribucion de la reparticion de la deformacion
 A) Acortamiento progresivo inhomogeneo
 B) Idem., pero con la deformacion repartida alrededor de los blastos.

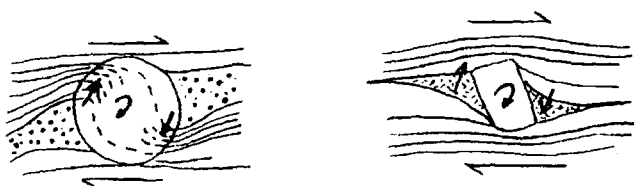


Explicacion de como la
 cizalla controla la
 disolucion del cuarzo
 contra la mica.

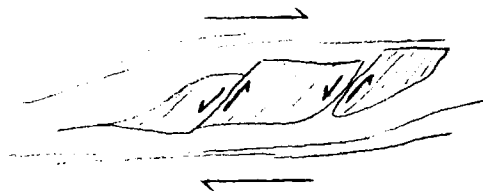


Progresion desde una crenulacion coaxial
 a la formacion de una crenulacion dife-
 renciada no-coaxial.

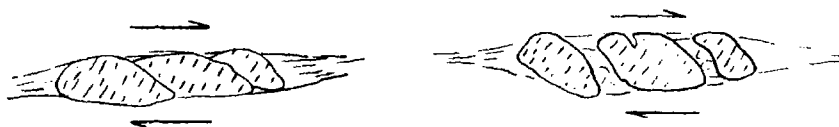




SIMPSON—SCHMID (1980)



SIMPSON — SCHMID (1980)



PECHER (1978)

1.3.1 Texturas de Porfiroblastos.-

BIOTITA

Aunque existe a ambos lados de la zona de cizalla reune distintas características, según su posición con respecto al P.L.B al Este son grandes porfiroblastos rodeados por una esquistosidad externa (Se), normalmente definida por la moscovita. Al oeste la moscovita y la biotita definen la matriz, aunque existen cristales más grandes que permiten medir los ángulos entre los planos de clivaje y la Se.

En ellas se han estudiado dos características:

A.- El ángulo entre los planos de clivaje (001) de la biotita con los planos de la esquistosidad (Se).

B.- Las inclusiones internas de los cristales.

A) Una de las características mecánicas más importantes de este mineral es la existencia de un sistema de planos de clivaje perfecto (001). Se observan tres tipos de relaciones angulares entre estos planos y la esquistosidad (Se).

1.- Ángulo entre el plano de esquistosidad y el plano (001) inferior a 90° .

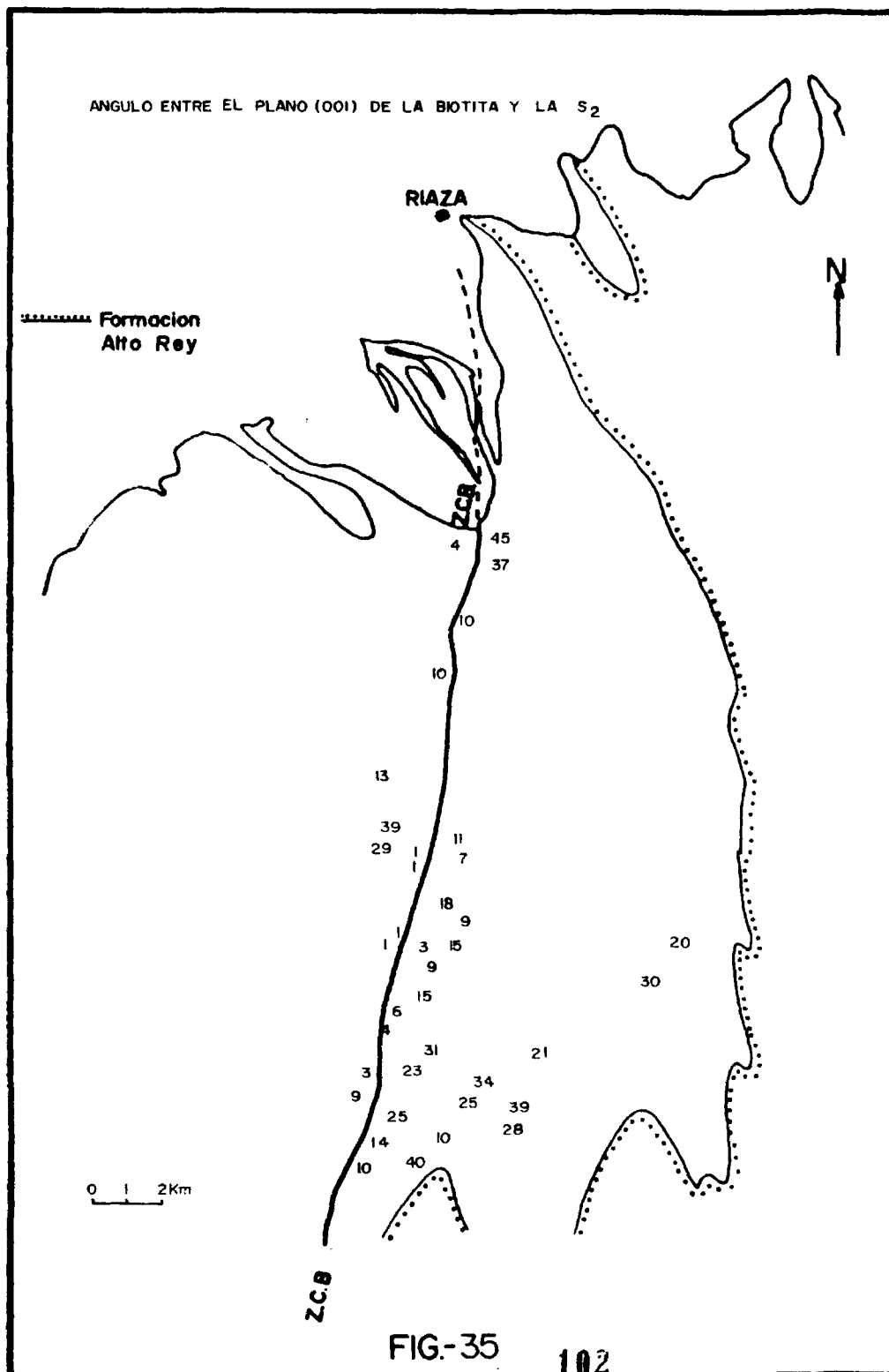
En este caso hemos medido este ángulo en todos los cristales de una misma lámina y determinado un valor medio. A estos valores les damos un signo arbitrario + o -, según que el ángulo se abra en un sentido u otro. (+ si es hacia el SE, y - si es al NW). En la figura 35, están representados estos valores.

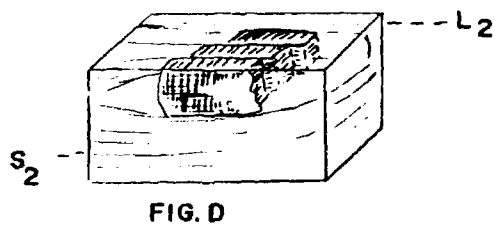
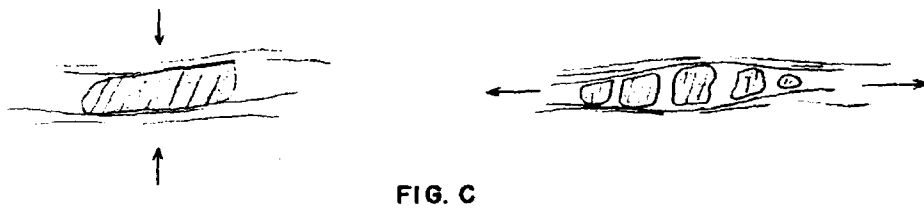
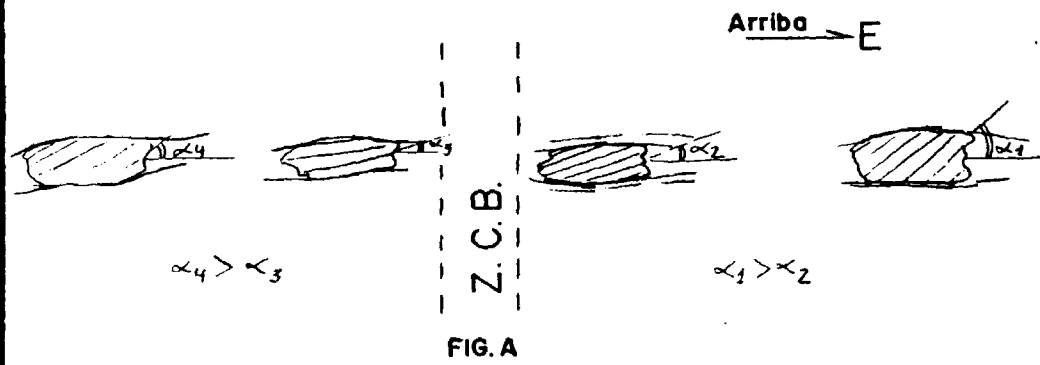
Como se deduce de la misma el ángulo entre el clivaje de la biotita - (001) y la esquistosidad (S_2), disminuye en general con la proximidad a la zona de máxima deformación dentro de la banda de cizalla. Y esta tendencia es más clara en el lado Este de la misma.

Este hecho implica que el acortamiento perpendicular a la lineación aumenta con la proximidad al P.L.B. (Fig.36a).

2.- El ángulo entre el plano (001) y la esquistosidad es muy alto $\simeq 90^\circ$ y es normal a la lineación de estiramiento L_2 .

Cuando esto sucede lo normal es que se originen microboudinages de los cristales de biotita (Fig.36b) (VERNON y FLOOD, 1979). Los fragmentos resultantes quedan separados por zonas abrigadas rellenas de cuarzo y/o pequeñas biotitas recristalizadas (Fig.36c). Estas microestructuras solo las encontramos dentro de la Z.C.B. donde el estiramiento y la deformación fué mayor.





3.- El ángulo entre los planos (001) y la esquistosidad (Se) es también - próximo a 90° , pero en este caso se disponen paralelos a la lineación L_2 .

Por tanto en la sección XZ, no se pueden observar exfoliación de los - cristales (Fig.36d). En secciones complementarias se observa como, existe un cierto deslizamiento entre los planos de clivaje, al coincidir su dirección con la de estiramiento.

B) En algunos casos, los cristales de biotita suelen contener inclusiones de otros minerales, normalmente de cuarzo, ilmenita, circón, etc.

Estas inclusiones pueden definir las siguientes formas:

- Inclusiones rectas (Fig.37a).

Las inclusiones definen líneas rectas, que chocan contra la esquistosidad exterior. Las interpretamos como relictos de una estructura planar más antigua (S_1) atrapada en la interfase $F_1 - F_2$, y rotados durante la cizalla.

- Inclusiones sigmoides (Fig.37b).

Las inclusiones definen curvas sigmoides. Existen dos tipos:

1.- Muestran una fuerte curvatura en sus extremos cerca del borde del cristal y un tramo recto en el centro (Fig.37b₁).

2.- Toda la línea definida por las inclusiones es sigmoide (Fig.37b₂).

Suponemos que el crecimiento del cristal de biotita es sincrónico con la deformación por cizalla.

En el primer caso las inclusiones del centro del cristal serán ligeramente más antiguas y representan al igual que en el primer caso una fábrica - plana anterior a la cizalla.

- Inclusiones al azar (Fig.37c).

Las inclusiones se encuentran en el centro del cristal, sin definir ninguna orientación clara, y sin una posible interpretación textural.

En todos los casos el sentido de movimiento deducido (Fig.37), indica un - levantamiento de la zona Oeste, con respecto a la Este.

Para obtener una medida mínima de la deformación, hemos medido el ángulo de rotación, que es el que forman las inclusiones más próximas al núcleo con las - más externas en aquellos casos en que estas últimas enlazan en continuidad con la Se. El resultado muestra como la rotación aumenta al acercarse al P.L.B., -

SECCION XZ

Arriba. → Este

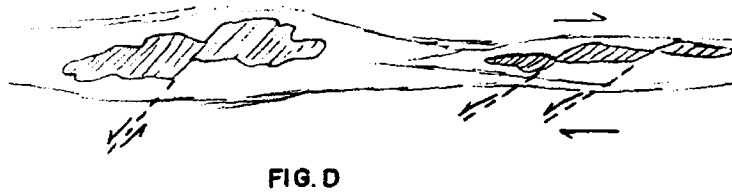
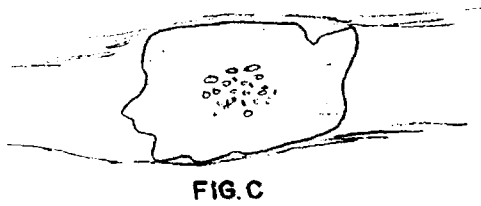


FIG.-37

aunque no se pudo establecer bien lo que sucede al Oeste de dicho plano, ya que en esa región, es donde las biotitas presentan más frecuentemente inclusiones al azar (GARCIA CACHO, 1973).

C) También se observan, de manera poco generalizada algunas microestructuras, consistentes en cristales de biotita micro-cizallados (Fig.37d).

Estas microcizallas antitéticas, se originan cuando, el plano de clivaje - (001) se dispone con ciertas orientaciones con respecto al plano de movimiento, que favorecen el desplazamiento a través de los mismos. La orientación de los - micro-desplazamientos, según el criterio expuesto por SIMPSON y SCHMID (1983) - es compatible con el movimiento propuesto para la zona de cizalla (Z.C.B).

EL GRANATE

Este mineral se encuentra distribuido a ambos lados de la zona de cizalla, aunque tienden a disminuir rápidamente hacia el Oeste del P.L.B., debido a que en el Dominio Oeste el granate se transforma a biotita, sillimanita y cuarzo. En consecuencia sus contornos son muy irregulares y las relaciones texturales con la mesostasia, más complejas de establecer.

La microestructura más representativa en el granate es la definida por la geometría de las inclusiones internas (Si). Atendiendo a las relaciones de continuidad o discontinuidad entre las esquistosidades Se y Si, hemos podido determinar la existencia de los siguientes tipos de granates:

TIPO A:

Existe una continuidad entre la esquistosidad interna (Si), y la externa - (Se).

Dentro de los granates que muestran una clara correlación entre las estructuras internas y las externas se pueden separar dos grandes grupos:

Grupo A₁:

Los granates presentan un zonado textural, es decir, se pueden separar dos zonas dentro de estos; una interior en el núcleo del granate, donde Si es recta y está muy marcada, y otra externa en la cual las inclusiones se hacen muy pequeñas, pero muestran una clara continuidad en el exterior (Se).

Estos tipos muestran rotaciones menores de 90°, y se sitúan bastante alejados del P.L.B. hacia el Este (Fig.38-1).

En este caso y según el criterio propuesto por SIMPSON y SCHMID (1983), podemos interpretar el sentido en que se está produciendo el movimiento, el cual indica una cizalla dextral, que coincide con el propuesto para la Z.C.B.

Grupo A₂:

En este grupo encuadramos a todos los granates que presentan inclusiones sigmoidales, (Fig.38-8, 38-9, 38-10). O bien aquellos que tienen inclusiones espirales (Fig.38-11 y 38-12).

El primer tipo, las inclusiones definen formas sigmoides que pueden ser más o menos acentuadas. Permiten determinar claramente el sentido del movimiento (cizalla dextral), y se sitúan a todo lo largo de la Z.C.B., en

SECCION XZ

Arriba → E



FIG. 1

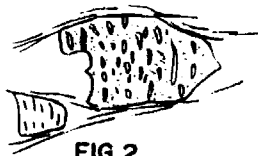


FIG. 2



FIG. 3

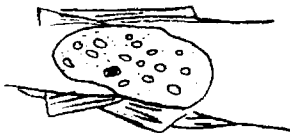


FIG. 4

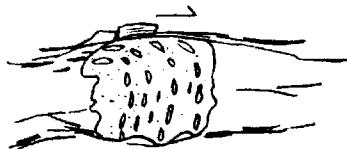


FIG. 5



FIG. 6



FIG. 7

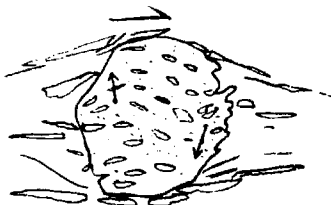


FIG. 8



FIG. 9



FIG. 10

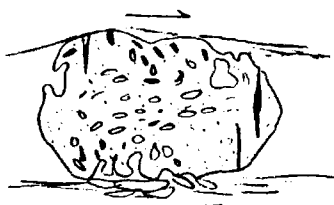


FIG. 11



FIG. 12

su mitad Este.

El segundo tipo, son poco abundantes relativamente, y se sitúan siempre en las proximidades del P.L.B. El ángulo de rotación es siempre mayor de 90° , el sentido de rotación que indican es normalmente dextral.

En algunos casos se observa claramente (Fig.38-12), como las espirales quedan definidas, por la inclusión de las colas de presión dentro del granate (modelo de SCHONEVELD).

Igual que en el caso anterior, esta geometría se origina durante el crecimiento sincrónico del granate dentro de una etapa de deformación por cizalla.

TIPO B:

No existe una clara continuidad entre la esquistosidad interna (Si) y la externa (Se).

Dentro de este tipo de granates con discontinuidad entre las estructuras internas y las externas, se pueden separar varios grupos, en función de la geometría de las inclusiones internas:

Grupo B₁:

Las inclusiones definen líneas rectas, las cuales chocan contra la esquistosidad externa (Se). Normalmente estas rectas forman un ángulo entre 45° y 90° con la Se (Fig.38-2. Fig.38-3), es decir, son inclusiones perpendiculares u oblicuas.

Este grupo se suele encontrar bastante alejado del P.L.B. hacia el Este.

Grupo B₂:

Las inclusiones definen líneas curvas o sigmoides (Fig.38-5, 38-6, - 38-7). Los tipos más característicos de este grupo son dos:

Inclusiones curvas o elípticas, que dan formas más o menos concéntricas (Fig.38-6, 38-7), en las cuales los dos extremos se interrumpen bruscamente contra la esquistosidad externa Se.

Las sartas de inclusiones dibujan en un extremo una curva, la cual se continúa en el exterior (Fig.38-5), mientras que el otro extremo es una línea recta, que choca con la Se. Es decir, son partes de figuras sigmoides, con uno de sus extremos en continuidad con la Se y el otro discordante con

la Se.

Los granates del grupo B₂, son los más abundantes dentro y en las proximidades de la Z.C.B.

Grupo B₃:

Lo forman granates cuyas inclusiones internas no presentan ningún tipo de orientación espacial, es decir, estas están distribuidas al azar. (Fig. 38-4).

Este tipo de granates se encuentran hacia el Este de la Z.C.B.

INTERPRETACION

Como se deduce de la exposición anterior existen una serie de situaciones anómalas en las geometrías que definen las inclusiones internas (Si) y sus relaciones con la esquistosidad externa (Se), estas se pueden resumir en:

- 1.- La existencia en una misma lámina de granates, con inclusiones sigmoides más o menos desarrolladas, que coexisten con granates que tienen inclusiones internas rectas.
- 2.- La no continuidad de muchas inclusiones internas en el exterior, es decir, la existencia de granates con sus estructuras truncadas. Y la relativa abundancia de inclusiones con figuras asimétricas, que también reflejan un truncamiento de las mismas.
- 3.- La existencia de geometrías que sugieren situar el eje de giro del granate, con otras orientaciones de las que cabía esperar. Pues las secciones estudiadas se orientan normales a la esquistosidad y paralelas a la lineación, y si suponemos que el granate crece durante la etapa de cizalla simple que origina estas estructuras, el eje de giro se tiene que situar normal a esta sección, como ocurre en la mayoría de los casos.

Algunas de estas cuestiones pueden tener una fácil respuesta:

- La primera, se explica según el modelo de ROSENBERG (1970) y el de POWELL y TREAGUS (1970), en el modelo de estos autores, según si la sección que observamos del granate, se encuentre más próxima a su núcleo, el ángulo de rotación de este se acentúa cada vez más, siendo en secciones que pasen por el centro del cristal máximo. Mientras que hacia los bordes, el

ángulo disminuye pudiendo llegar a encontrarse secciones rectas. Así es lógico encontrar en una misma lámina granates con ángulos de rotación aparentemente distintos, que corresponden a secciones talladas a distinta distancia del núcleo. Esta misma situación se observa en granates crecidos en otras zonas de cizalla, por ejemplo, en el Himalaya (PECHER, 1978).

- La segunda cuestión, era de más difícil explicación, hasta la publicación de las investigaciones de BELL (1985) y BELL et al (1986). Según estos autores la deformación se reparte en dominios, dominando en unos la cizalla simple y en otros el acotamiento. En un microlito la cizalla domina en los bordes mientras que en el centro lo hace el acotamiento. Por efectos debidos al gradiente químico que se establece en la roca, los porfiroblastos crecen solamente en las zonas donde domina el acotamiento reflejando muy poco la deformación por cizalla, excepto en el caso de los granates helicíticos (BELL et al, 1986)(Fig.33 bis).

Puede ocurrir que al progresar la deformación las zonas donde domina la cizalla simple, choquen y corten zonas donde había crecido un porfiroblasto, si las condiciones son las adecuadas el cristal es disuelto progresivamente quedando sus estructuras truncadas (BELL et al, 1986). Este es el caso que nosotros encontramos, es decir, cristales con formas sigmoides crecidos en el interior de microlitos, son cortados por dominios donde predomina la deformación por cizalla originándose la desaparición por disolución de uno de los bordes del cristal. Esto explica las estructuras truncadas en parte (Fig.38-5), y la continuidad de la Si en la Se en uno de los extremos del cristal (El no disuelto), mientras que en otros choca bruscamente (Extremo disuelto).

Como es lógico estos truncamientos son más abundantes hacia el P.L.B. que es la región donde la deformación por cizalla simple es más importante.

Para comprobar si este modelo era válido en lo referente al grado en que las estructuras rotacionales reflejan la deformación por cizalla, y para determinar cual es la posición del eje de giro del granate abordamos tres estudios:

- 1.- Medida de los ángulos de rotación aparente en todas las inclusiones sigmoidales y helicíticas. Para determinar si independientemente de los factores anteriormente citados, la blastesis del granate guarda relación clara con la zona de cizalla.



- 2.- Estudio de secciones normales a la lineación y al plano de esquistosidad. Para ver si contienen siempre al eje de giro del granate.
- 3.- Medir con una platina universal, la orientación de los ejes ópticos de las inclusiones de cuarzo en el granate, con el fin de determinar si es posible, el eje de giro del granate, comparandolo con la orientación que presenta el cuarzo en las colas de presión. Este estudio se realiza en secciones XY, YZ, ZX, con respecto a la lineación y al plano de esquistosidad de segunda fase.

A.- Los resultados de la medida del ángulo de rotación del granate, se muestran en la Fig.39, en la cual queda claramente establecido, su relación con la cizalla.

En los perfiles transversales de la figura 40, donde se representan, el valor medio del ángulo de rotación para cada lámina, se observa, como este valor se hace máximo al Este del gneis Berzosa, en donde por otros criterios se sitúa la zona de máxima deformación por cizalla. Por tanto existe una clara relación genética entre las formas sigmoidales de los granates y la cizalla.

Estos resultados son aparentemente contradictorios con el modelo de BELL et al (1986) (Pues el granate se formaría bajo condiciones de cizalla simple), no obstante los granates con inclusiones espirales siempre muestran crecimientos dentro del microlito. Este hecho confirma el modelo de BELL et al (1986) pues la blastesis del granate no se produce en el dominio de deformación por cizalla si no en el de acotamiento, aunque refleja la rotación que se produce en la roca.

B.- En las secciones ZY, encontramos las siguientes geometrías definidas por inclusiones:

Inclusiones Rectas

Igual que en la sección anterior se pueden encontrar normales, oblicuas y paralelas a la esquistosidad exterior. Son los tipos más abundantes.

En algunos casos se disponen en bandas (Fig.41-1), alternantes, en las que coexisten zonas muy ricas en inclusiones con otras sin ellas.

Inclusiones curvas

Son muy abundantes, suelen disponerse concéntricamente y dan formas -
da, cc, muy amplias (Fig.41-2 y 41-3). Aunque también existen algunas

VALORES DEL ANGULO DE GIRO DEL GRANATE

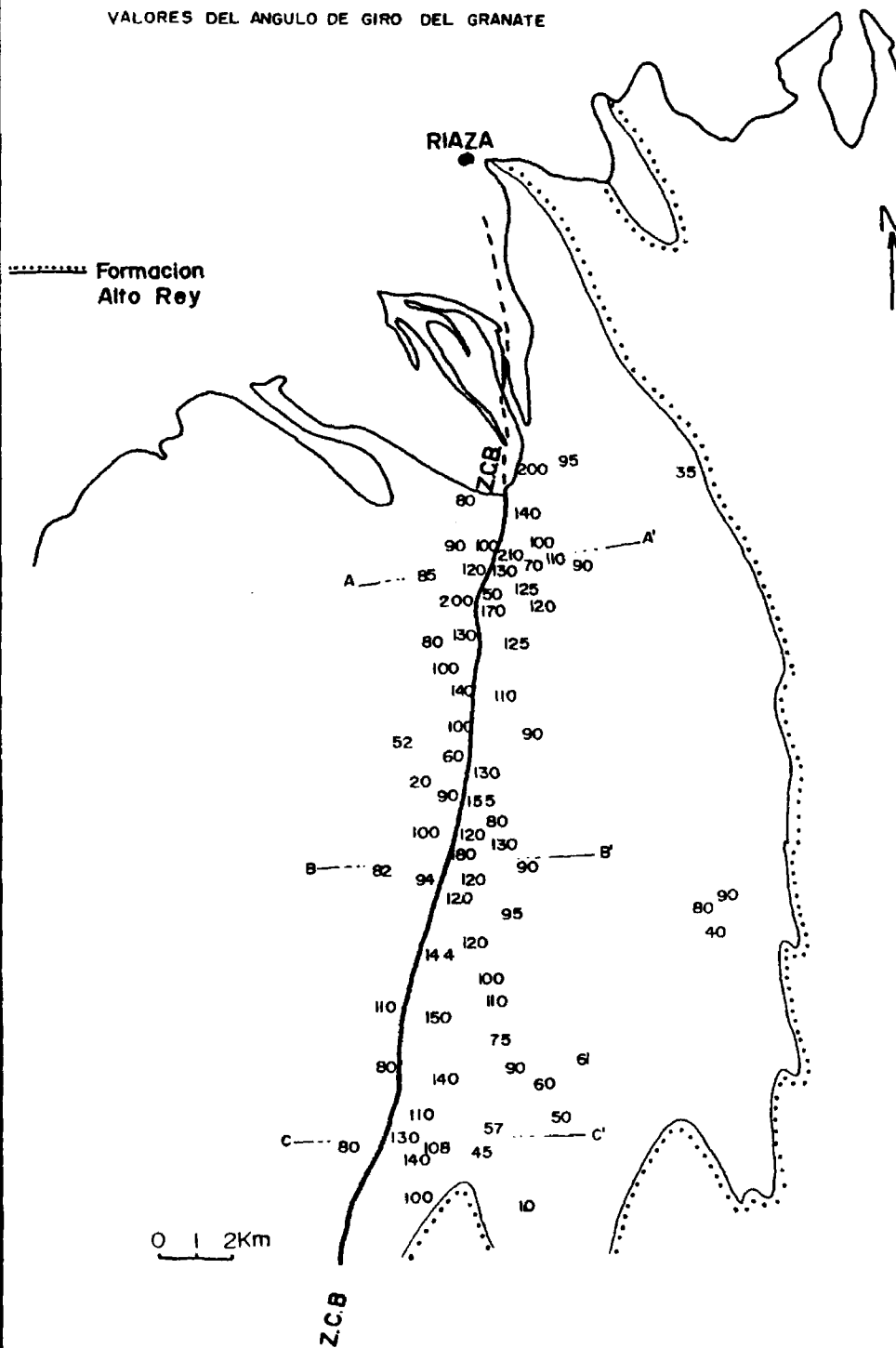


FIG-39

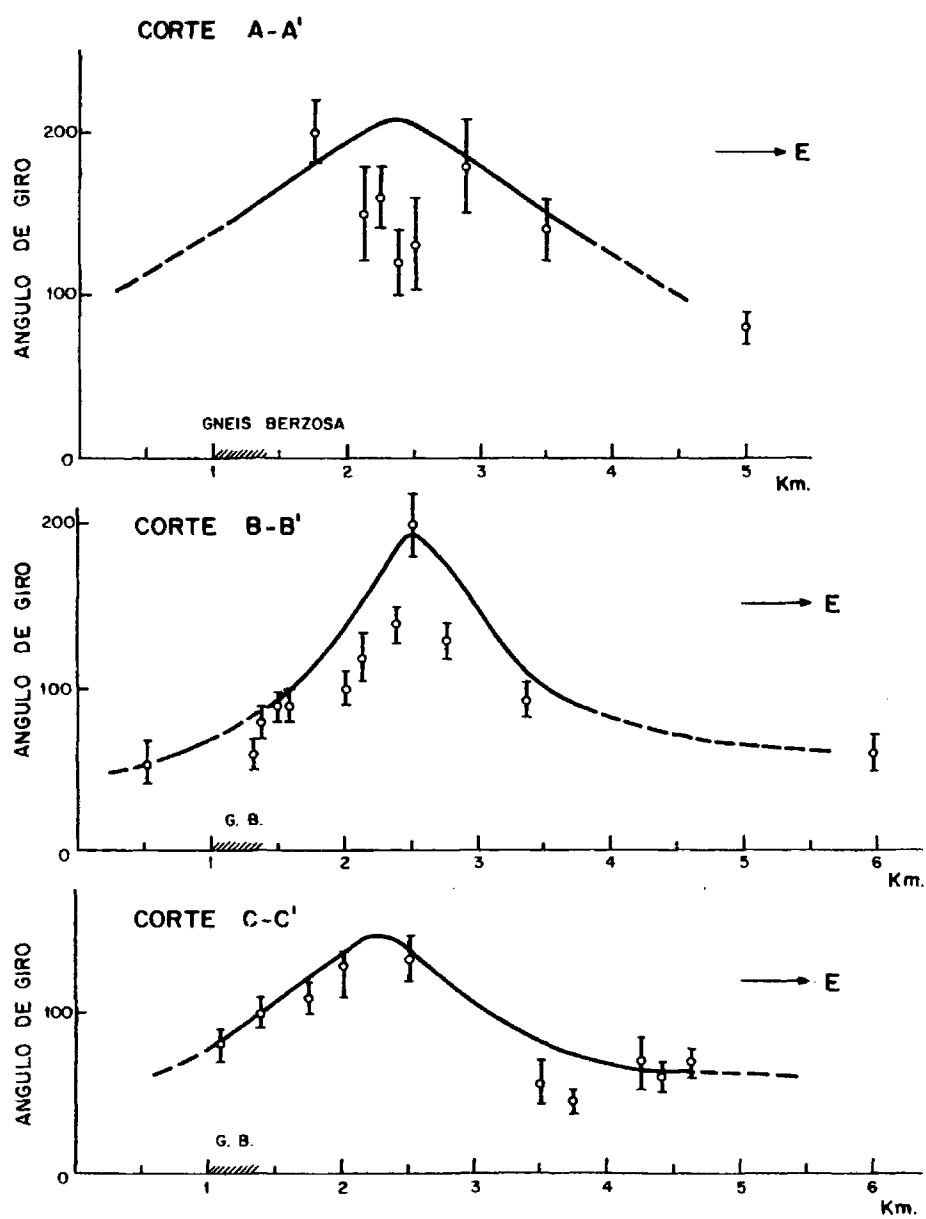
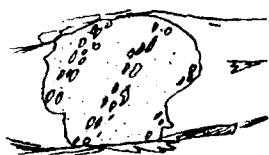
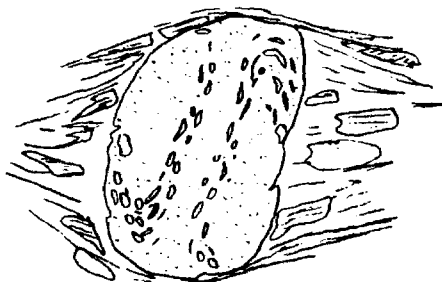


Fig. 40

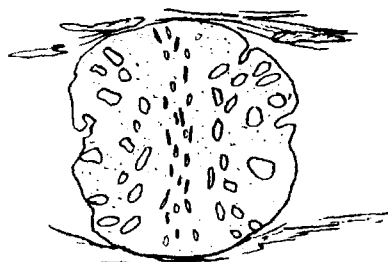
SECCIONES YZ



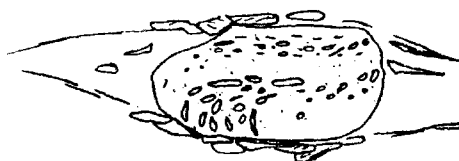
1



2



3



4

Arriba
Abajo

N.

FIG. 41

que definen arcos de circunferencia o elipses. Normalmente las inclusiones de cuarzo gruesas se disponen en los flancos y los granos pequeños en centro

Inclusiones sigmoides y espirales

Aparecen de manera muy esporádica, aún que se pueden llegar a encontrar inclusiones con espirales dobles.

Inclusiones al azar

En muchos casos se encuentran granates, donde no se puede establecer una clara orientación interna de la Si.

Por tanto lo normal es encontrar secciones con figuras DO, JC, II , y que según el modelo de POWELL y TREAGUS(1970), corresponden a secciones que contienen el eje de giro del granate.

En muchos casos se observa como estas estructuras son asimétricas (Fig. 41), (igual que los granates de grupo B₂). La explicación según el modelo de BELL et al (1986) indica que el crecimiento inicial del granate refleja la deformación por cizalla simple, aunque este crece en el interior del microlito dentro del dominio de deformación por acortamiento. Cuando el borde del microlito (región donde domina la deformación por cizalla simple) se ensancha, se produce la disolución de parte del granate, obteniéndose como resultado las figuras asimétricas. Estas estructuras como cabía esperar se encuentran siempre en proximidad al P.L.B.

Los granates cuyas inclusiones son sigmoides y espirales, están más alejadas de la Z.C.B. hacia el Este, y realmente no reflejan una rotación - en sentido estricto, sino que según el citado modelo de BELL et al (1986), se forman en el interior de microlitos sobre una esquistosidad más antigua que estaría microplegada, que es la que reflejan las sartas de inclusiones.

C.- La interpretación de los diagramas de orientaciones ópticas de las inclusiones de cuarzo en los granates, no aportan criterios precisos sobre la orientación del eje de giro del granate. (Fig.42, 43, 44).

La propuesta inicial para realizar este estudio, se basaba en que si - las inclusiones de cuarzo del granate, procedían de las colas de presión del granate, y si el cuarzo tiene una orientación preferente, al quedar atrapado en el

SECCION XZ

Arriba → E

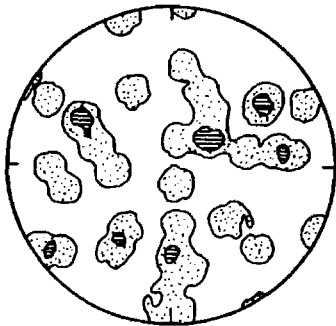


FIG. A

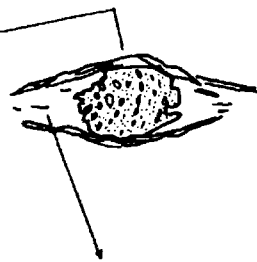


FIG. B

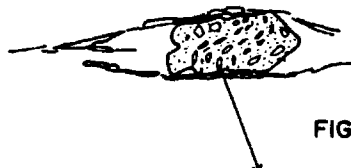
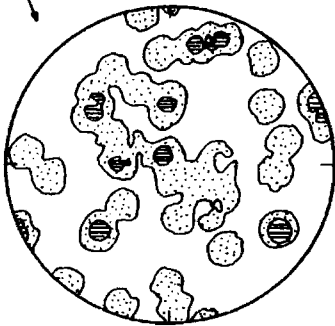


FIG. C

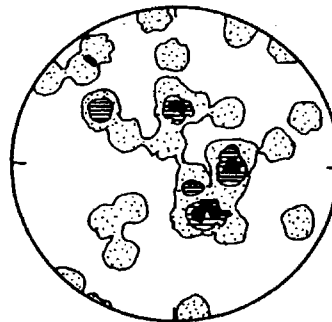
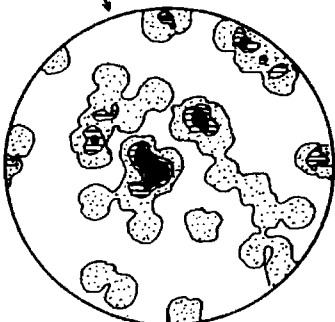


FIG. D



Valor de los contornos 1%, 3%, 5%

FIG.-42

SECCION XY



FIG.A

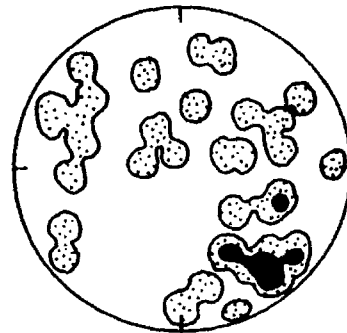


FIG.B

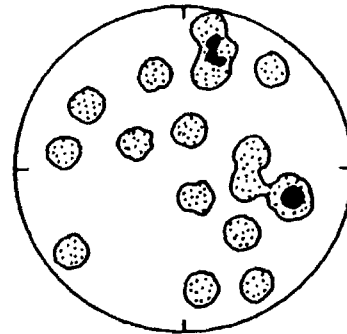


FIG. C

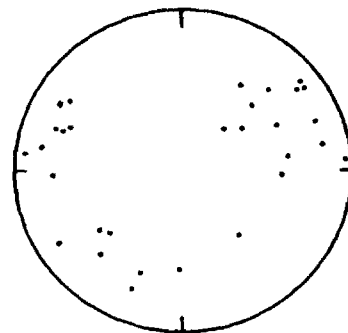
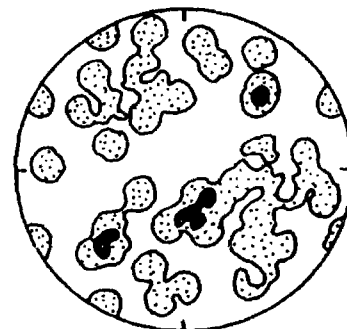


FIG.D



Contornos, 1% y 3%

SECCION YZ



FIG. A

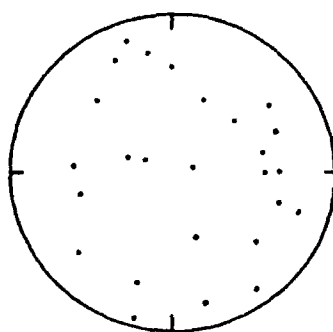
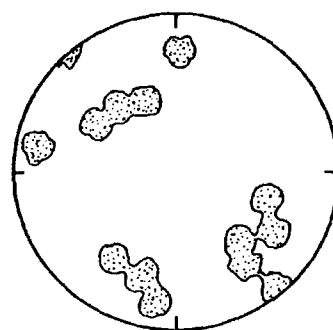


FIG. B



Contorno 1%

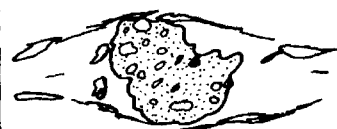


FIG. C

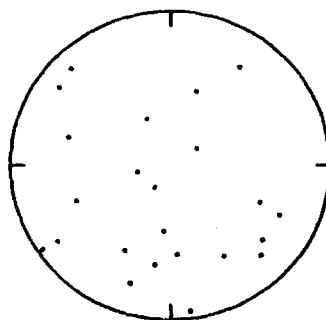


FIG-44

granate por crecimiento de este, su orientación reflejaría el eje de giro del granate. Como se observa en las Figuras 42, 43 y 44, donde se muestra la orientación de las inclusiones de cuarzo en el granate, y de los cristales que forman las colas de presión, medidos en secciones XZ, YZ e XY, se puede deducir el bajo grado de simetría tanto de los cristales del interior del granate como de los que forman las colas de presión.

Esta disposición al azar del cuarzo, podría indicar que cuando se produce la cristalización de este mineral en la cola de presión, existen en esta más condiciones de abrigo debido a la presencia del cristal, que permiten el crecimiento al azar del cuarzo. Estas disposiciones se conservarían cuando el cuarzo se integra en el granate.

Otros autores (APARICIO et al, 1979), reflejan este mismo tipo de estudios en esta misma región. Los diagramas publicados (APARICIO et al, fig.6), muestran estas mismas disposiciones con muy poca simetría.

Otras microestructuras:

Colas de presión asimétricas

En algunos casos se observan colas de presión con disposiciones asimétricas, que permiten determinar el sentido del movimiento. Este es por lo general dextral. Desgraciadamente este tipo de estructuras son muy poco abundantes.

Fracturas en Granates

Es relativamente frecuente encontrar dentro del granate pequeñas microfracturas de tipo grieta de tensión las cuales compartimentan en fragmentos al granate, mostrando algunos de ellos pequeños desplazamientos, aunque la magnitud de estos es siempre mínima.

RESUMEN:

Podemos concluir indicando que los esquemas de crecimiento del granate confirman el modelo propuesto por BELL (1985) y BELL et al (1986), con algunas matizaciones. (Fig.33 bis).

Así en las zonas próximas al P.L.B., los granates muestran estructuras rotacionales indicadoras de una deformación por cizalla simple, son sincinemáticas y reflejan una rotación, no obstante el crecimiento del granate se produce en dominios del interior del microlito, produciéndose las estructuras en bola de nieve, como resultado de atrapar las colas de presión en su interior, pero siem

pre según direcciones paralelas a los dominios de cizalla simple como proponen BELL et al (1986). Cuando progresa la deformación por cizalla simple de los dominios situados en los bordes del microlito (planos S_2), esta puede originar la disolución de uno o de los dos distintos límites del cristal obteniéndose estructuras truncadas en uno o los dos extremos. Las simetrías de las sartas de inclusiones en secciones normales a la lineación (L_2) confirman esta misma situación.

Los granates crecidos en regiones más alejadas de la Z.C.B., hacia el Este también muestran inclusiones sigmoides, pero en este caso no son debidas a rotaciones, como demuestran las secciones ZY, sino que reflejan una primitiva orientación de la S_1 en el microlito, que solo se conserva en el interior del granate (BELL, 1985).

CLORITOIDE

Se observan solamente al Este de la Z.C.B., definiendo una zona que se aproxima progresivamente al P.L.B. hacia el Sur, y que se aleja significativamente del mismo hacia el Norte (Sector de Ríaza).

Son corrientes las estructuras helicíticas debidas principalmente a inclusiones de cuarzo e ilmenita y en menor proporción a óxidos, biotita y turmalina.

Las inclusiones dan formas que son habitualmente o rectas (Fig.45A, B y C) o sigmoidales (Fig.45 D y E). Normalmente estas reflejan una clara continuidad entre la esquistosidad interna y la externa.

Las interpretamos según el modelo de BELL (1985), como creciendo siempre en zonas del interior del microlito, y reflejando por tanto la disposición de la esquistosidad anterior (S_1) sobre la que crecen.

Al igual que el caso anterior, medimos el ángulo de rotación aparente entre las inclusiones del centro del cristal y la esquistosidad exterior. Los resultados (Fig.46), reflejan como en este caso el ángulo de rotación es independiente de la situación del cristal con respecto al P.L.B. Confirmando la hipótesis de crecimiento en dominios de deformación por aplastamiento.

OTRAS MICROESTRUCTURAS

Microdesgarres: En algunos ejemplares hemos encontrado como, las inclusiones (S_1) definen pequeñas zonas de cizalla, las cuales presentan desplazamientos sinestrales. Cuando estas pequeñas zonas de cizalla se encuentran entre dos cristales, se observa como estos se desplazan también con el mismo esquema de movimiento (Fig. 45D).

Se pueden interpretar o por el modelo de SIMPSON y SCHMID (1983) como fracturaciones de granos más competentes, que la matriz, durante una deformación dúctil de la misma. (El sentido de movimiento resultante, de interpretar estas estructuras coincide con el propuesto para la zona de cizalla (Fig.45D)). O bien por el modelo de BELL et al (1986) como zonas del cristal que quedan cortadas por dominios de deformación por cizalla simple, cuando esta progresa.

Hay que precisar que estas estructuras están siempre en los puntos más próximos al P.L.B.

Cristales fracturados: Como en casos anteriores, la mayoría de los cristales de cloritoide se encuentran atravesados por pequeñas fracturas. Estas forman

SECCION XZ

Arriba → E

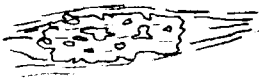


FIG. A

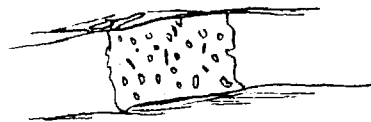


FIG. B



FIG. C

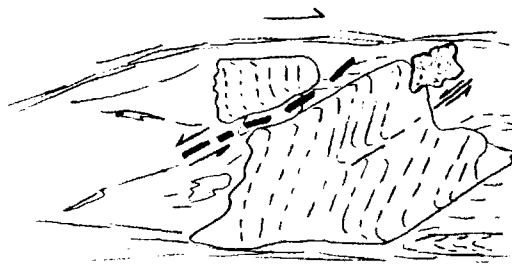


FIG. D

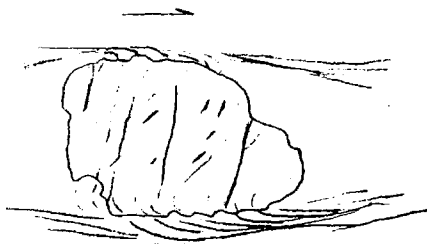


FIG. E

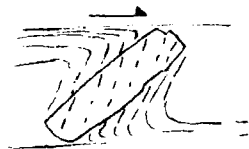
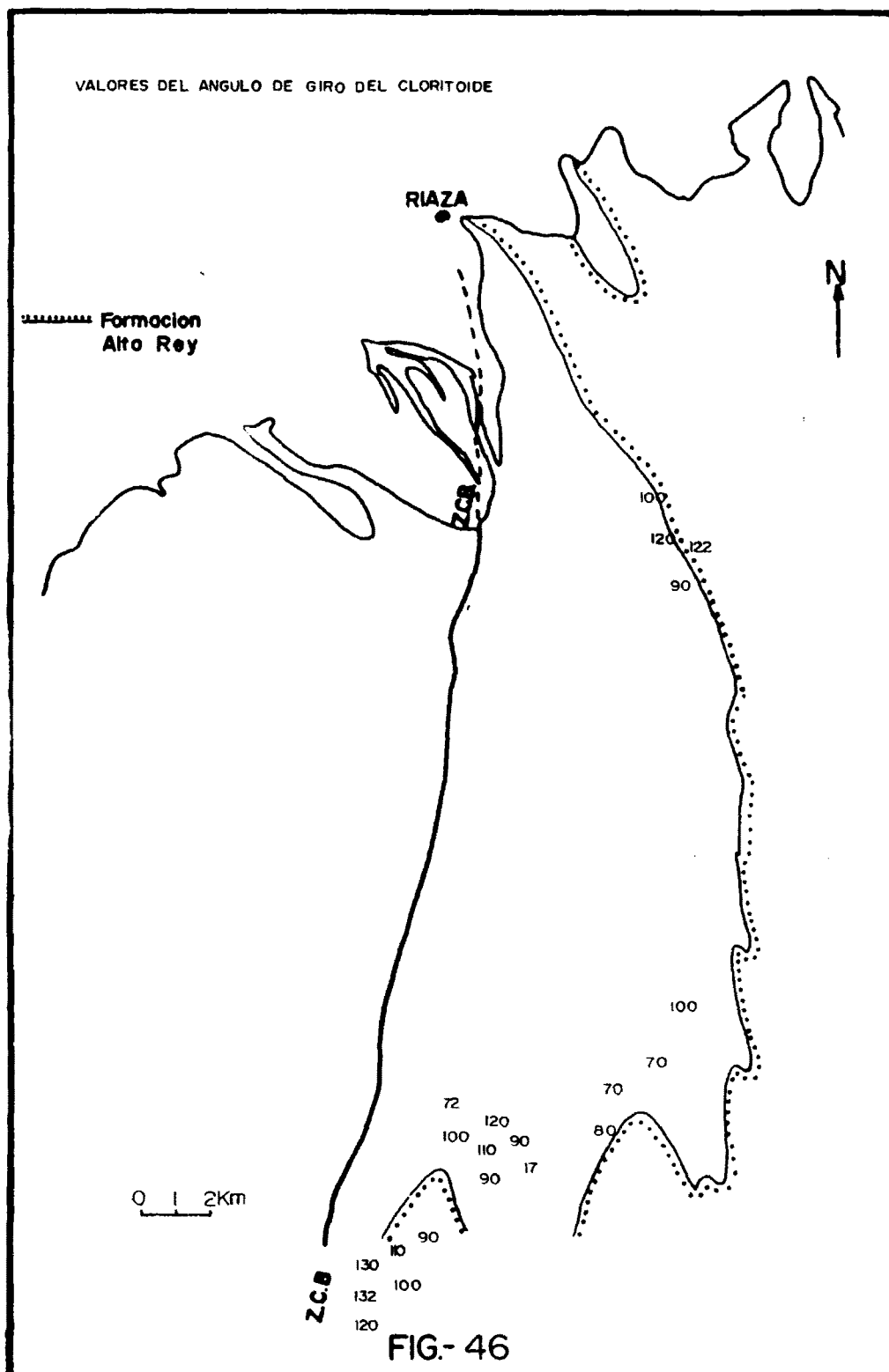


FIG. F



un ángulo próximo a 90° con la esquistosidad exterior, y no se observan desplazamientos relacionados con las mismas.

ESTAUROLITA

Al igual que en el caso anterior las estaurolitas se encuentran a ambos lados de la zona de cizalla, aunque predominan con mucho en el bloque oriental.

Las estaurolitas son muy ricas en inclusiones de cuarzo, biotita, turmalina ilmenita, etc. Estas definen complejas texturas helicíticas con características diferentes a las del granate.

En la figura 47, se representan una serie de cristales con estructuras muy significativas, como pueden verse se pueden separar distintos tipos:

Inclusiones rectas (Fig.47A, B y C), curvas (Fig.47D), sigmoidales (Fig.47E), y microplegadas (Fig.47G, H, I y J). Normalmente tienen una clara continuidad de la esquistosidad interna en el exterior. Es habitual que coincidan varios tipos en una misma lámina.

Todas las estaurolitas crecen en los dominios microlíticos, (zonas de deformación por aplastamiento (BELL, 1985). La diferente geometría de las inclusiones es debida al diferente grado de deformación del microlito, y a la variación con el tiempo de la distribución de los microdominios donde domina la deformación por cizalla simple o pura.

Las inclusiones más abundantes son las sigmoides, que normalmente se continúan en el exterior, e indican un sentido de giro dextral, que concuerda con el determinado, con otros criterios.

Para ver si existe una relación entre las distintas texturas helicíticas de la estaurolita y la intensidad de la deformación, se ha medido el ángulo de rotación relativa matriz-núcleo del cristal, partiendo del supuesto, que las texturas helicíticas representan una esquistosidad anterior deformada progresivamente durante la segunda fase.

El resultado (Fig.48) muestra que los ángulos más altos medidos (hasta 180°) se sitúan precisamente en la proximidad al P.L.B. por el contrario, aunque irregularmente los ángulos de rotación relativa decrecen hacia el Este.

En algunos casos se observa que los cristales muestran texturas helicíticas con geometrías de microcizalla (Fig.47H), que permiten determinar el sentido de movimiento de la zona de cizalla (Z.C.B.), y que son debidos probablemente a la evolución de los dominios de microcizalla, que llegan a atravesar el cristal (BELL et al 1986). Este tipo de microestructuras se observan en la proximidad del P.L.B.

SECCION XZ

Arriba \rightarrow E



FIG. A



FIG. B



FIG. C

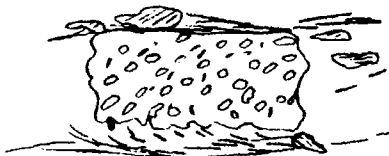


FIG. D

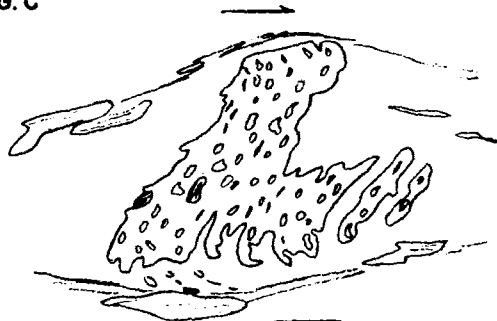


FIG. E

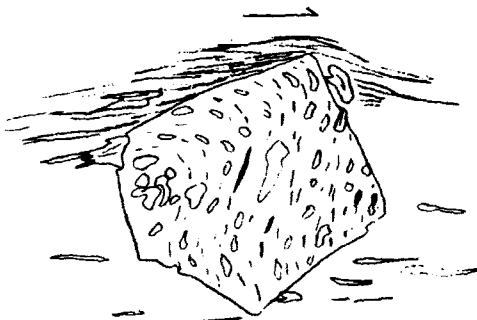


FIG. F



FIG. G

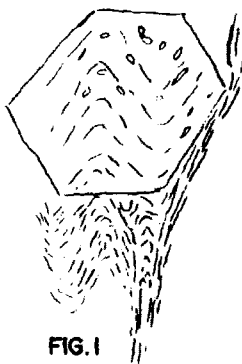


FIG. I

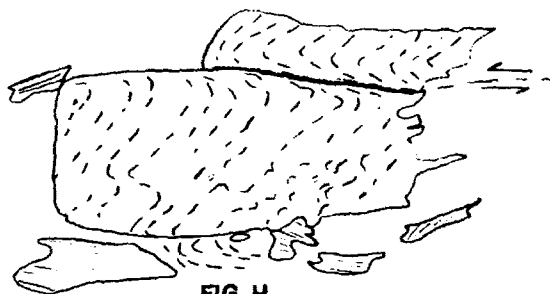
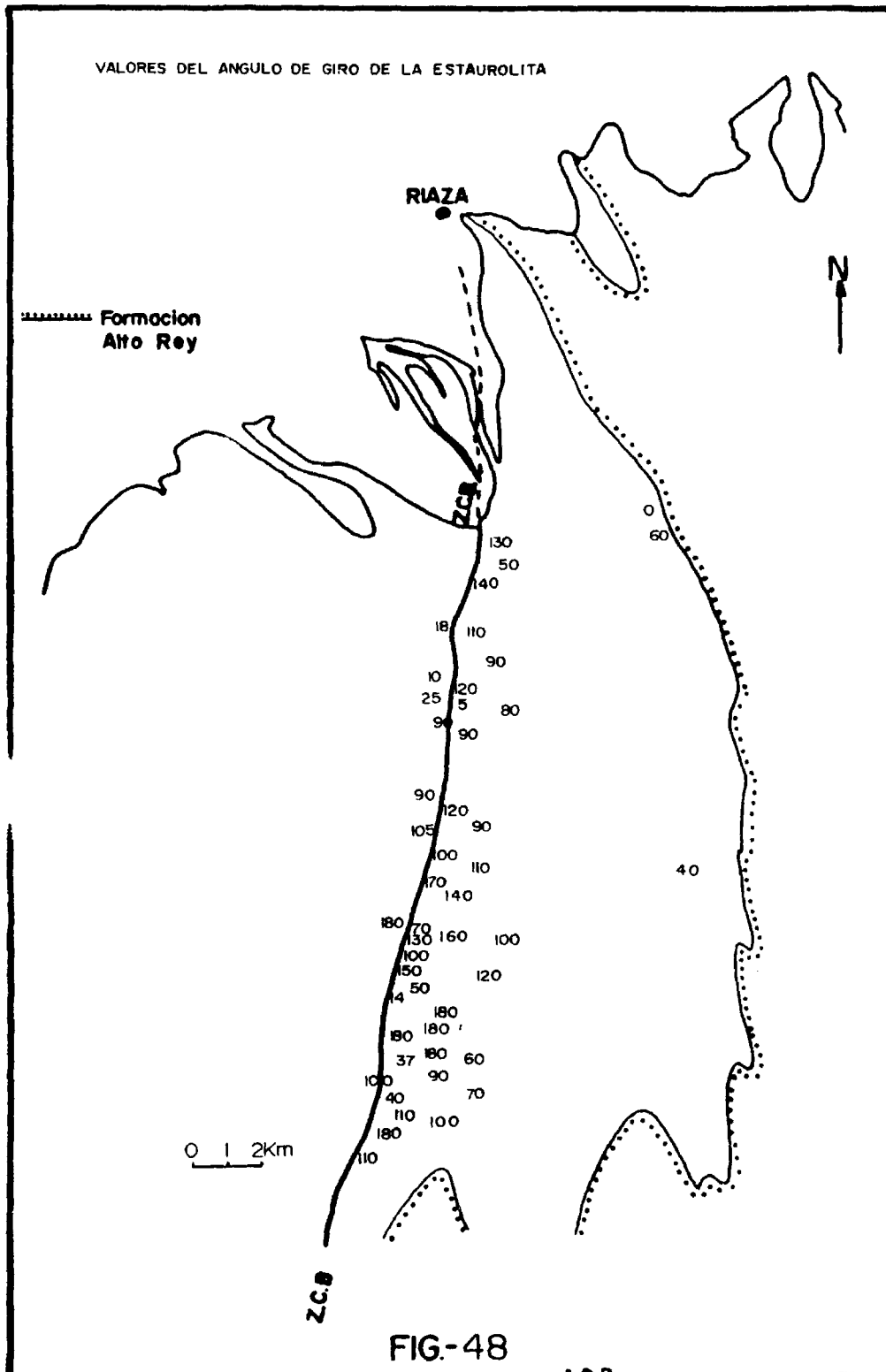


FIG. H



FIG. J



A diferencia del granate que tiene texturas "snowball" indicativas de verdadera rotación del cristal con respecto a unos ejes externos, la estaurolita - probablemente debido a su habito inequidimensional, no ha rotado, mostrando exclusivamente microestructuras propias de crecimiento en dominios de deformación por aplastamiento progresivo (microlitos) pueden interpretarse como crecimientos post-cinemático.

OTRAS MICROESTRUCTURAS

Las estaurolitas muestran corrientemente microfracturas de tensión normales a la esquistosidad (S_2), que con frecuencia culminan en la división del cristal en granos independientes (boudins), creciendo entre ellos cuarzo, biotita y clorita.

Calculamos en algunos casos la extensión producida, la cual parece aumentar en las proximidades al P.L.B.

PLAGIOCLASA

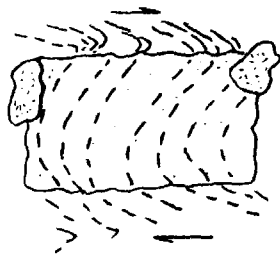
La plagioclasea es un mineral corriente en las rocas que forman el dominio situado al Oeste del P.L.B., como cristales formando la mesostasia. Sin embargo, en la zona estudiada se han encontrado también porfiroblastos de este mineral - (Albita) en algunos puntos del dominio oriental (Macizo de Honrubia). Estos porfiroblastos contienen inclusiones helicíticas de cuarzo y en menor proporción de ilmenita y granate.

La esquistosidad interna (Si) es siempre sigmoide (Fig.49), y muestra continuidad con la esquistosidad interna, indicando un sentido de giro que coincide con el propuesto ya en otros casos para la zona de cizalla.

ANDALUCITA

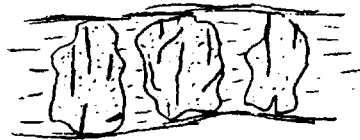
Aparte de la andalucita procedente de la pseudomorfosis progresiva de la - distena y las venas pegmatoides (Ver Capítulo 2:II), se observan también en la - inmediata proximidad al P.L.B. en la zona de la andalucita, porfiroblastos de - este mineral, idioblásticos, crecidos sin inclusiones orientadas y con bordes - discordantes con la esquistosidad exterior (cristales post-cinmáticos). A veces se les observa fracturados y en casos excepcionales fragmentados, probablemente por una fase de deformación tardía (Fig.49).

SECCIONES XZ

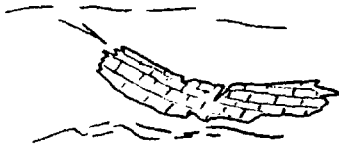


PLAGIOCLASA

Arriba → E



ANDALUCITA



DISTENA



FIBROLITA

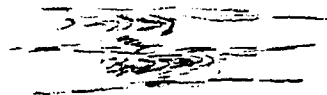


FIG.-49

DISTENA

Este mineral solo se observa al Oeste del P.L.B., definiendo una delgada - subzona mineral que se estrecha hacia el Sur. Solo excepcionalmente hemos observado texturas helicíticas en la distena, que son rectas y orientadas normales u oblicuas con respecto a la esquistosidad externa. No obstante las relaciones entre la Se y la Si no están claras.

Normalmente la distena muestra subestructuras de deformación ductil, tales como doblamientos y extinción ondulante (Fig.49).

Habitualmente este mineral está orientado acentuadamente en la dirección - de la lineación de estiramiento (L₂), mostrando sus caras (100) una disposición cozonal.

SILLIMANITA

Corrientemente es de tipo fibrolítico, siendo muy abundante al Oeste del - P.L.B. y más escasa al Este. Aparece como componente de la mesostasia aunque a veces se concentra dando nódulos que pueden ser de gran tamaño (25 cm.).

Los haces fibrolíticos muestran en ciertos casos micropliegues que permiten determinar el sentido de movimiento de la cizalla. El ángulo entre flancos de - estos pliegues puede ser muy pequeño, llegandose a observar pliegues intrafoliares en las proximidades del P.L.B., aunque normalmente el ángulo es próximo a - los 50-60° (Fig.49). Lejos del P.L.B., los haces fibrolíticos muestran a veces flexiones y son normalmente paralelos a la esquistosidad exterior (S₂).

En algunos casos la deformación de la sillimanita debe atribuirse ya a la tercera fase (F₃), en relación con los micropliegues de la misma.

1.3.2 Microestructuras de la matriz.-

Introducción.-

En este apartado se describen las principales microestructuras que muestra la mesostasis, y que como veremos son indicadoras de una deformación rotacional.

Como en casos anteriores se estudian las rocas en secciones orientadas, cortadas paralelamente a los planos XZ e ZY del elipsoide de deformación finita.

Estructuras planares.-

Las estructuras planares relacionadas con la Zona de Cizalla de Berzosa, - son esquistosidades. Normalmente sólo se observa una esquistosidad tanto más penetrativa cuanto más próximo al P.L.B. se encuentre. Esta esquistosidad se superpone a otra anterior (S_1), definiendo una esquistosidad de crenulación, bien visible hacia el Este.

Sin embargo, dentro de la banda donde domina la deformación por cizalla (Z.C.B.) hemos observado esquistosidades de crenulación equiparables a la denominadas estructuras S - C (LISTER y SNOKE, 1984) o S - S' (PECHER, 1978), estas y siempre dentro de la Z.C.B., muestran una marcada variación en sus caracteristicas en función de la distancia a que se encuentren del P.L.B.

Así en las zonas de borde de la Z.C.B., es decir, bastante alejados del - P.L.B. (Fig.50A y B), en las secciones XZ, se observan dos conjuntos de planos definidos por los minerales micáceos (Fig.50A), uno muy penetrativo y continuo, con muestras de fuerte deformación ductil y que es equiparable a la S_2 . La segunda familia es oblicua y define sigmoides o micas cruzadas con respecto a los planos anteriores, aunque es siempre mucho menos penetrativa que en el caso anterior. En conjunto son estructuras asimétricas, con forma de rombo, y que interpretadas como planos C - S, o S y S' respectivamente, indican un desplazamiento dextral, acorde con el establecido para la Z.C.B.

En secciones talladas según el plano ZY (Fig.51B), se observan también dos familias de planos, una más penetrativa que la otra, y que en conjunto definen formas de paralelepípedos o rombos simétricos que no permiten determinar el sentido del movimiento.

En áreas muy próximas al P.L.B. (Fig.50C,D y E), encontramos en las secciones XZ, solamente una estructura planar penetrativa, (S_2), la cual está definida por la orientación de las micas. No obstante se pueden observar a veces micas que forman un ángulo muy bajo con los planos anteriores equiparables a planos C,

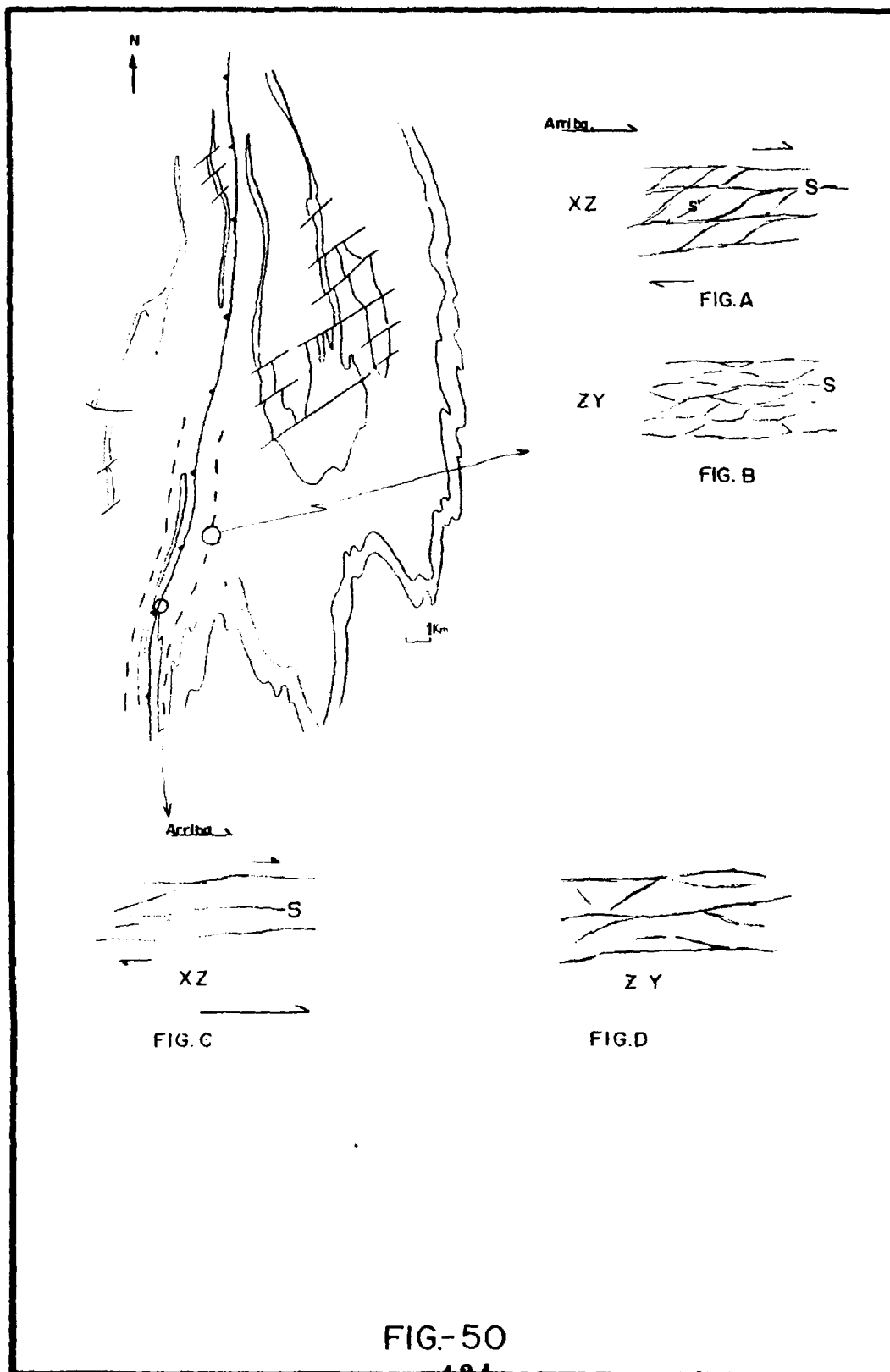


FIG. 50

mientras que estas micas representarían probablemente restos de planos S. La interpretación de ambas estructuras como plano S - C, indicaría un movimiento - de cizalla dextral en esta zona (Fig.50C).

En el caso de los planos orientados en secciones YZ, existen dos conjuntos de planos, uno muy penetrativo paralelo a la S₂ regional y otros poco abundantes que son definidos por pequeñas micas cruzadas (Fig.50D) con respecto al plano principal. Esta disposición impide su interpretación cinemática.

Micropliegues

En la zona de cizalla y en sus límites, es habitual encontrar numerosos - pliegues intrafoliares. Estos son muy abundantes en los niveles más micáceos (Fig. 51), mientras que se encuentran prácticamente ausentes en las zonas más ricas - en minerales cuarzo feldespáticos de la matriz. Según las secciones que observamos, estos pliegues reúnen las siguientes características;

En los planos XZ, normalmente son abundantes los pequeños pliegues intrafoliares dentro de los niveles más micáceos. Estos pliegues son cilíndricos, su plano axial se dispone siempre aproximadamente paralelo a la Se, y no modifican en ningún caso a la esquistosidad exterior (Fig.51a).

En algunos ejemplos encontramos uno de sus flancos cizallados, desapareciendo el pliegue cuando el único flanco queda paralelo a la esquistosidad exterior (Fig.51b). Cuando encontramos estos tipos podemos determinar, cual es el sentido de la cizalla, (siempre es dextral). Hay que indicar que a escala de lámina delgada nunca encontramos la otra parte de la charnela y flanco del pliegue.

En los bordes de la zona de cizalla, si existen micropliegues con asimetría, que permiten clasificarlos como "S" o "Z" (Fig.51b).

En la figura 52, se muestra su repartición espacial observándose como siempre se disponen en las proximidades del P.L.B. los que presentan un flanco cizallado, y los que son asimétricos se sitúan más lejos con respecto al P.L.B.

El mecanismo propuesto para el origen de estos pliegues, es el arrastre en zonas de cizalla (RHODE y GAYER, 1977) (Fig.51d). Los pliegues se originan inicialmente por compresión y luego sufren una fuerte tracción, que origina la separación entre los flancos, pudiendo encontrar cualquiera de los tres casos ilustrados en la (Fig.51d), en función de la intensidad de la deformación por cizalla.

En los planos YZ, se encuentran también pliegues intrafoliares, aunque su forma es más confusa.

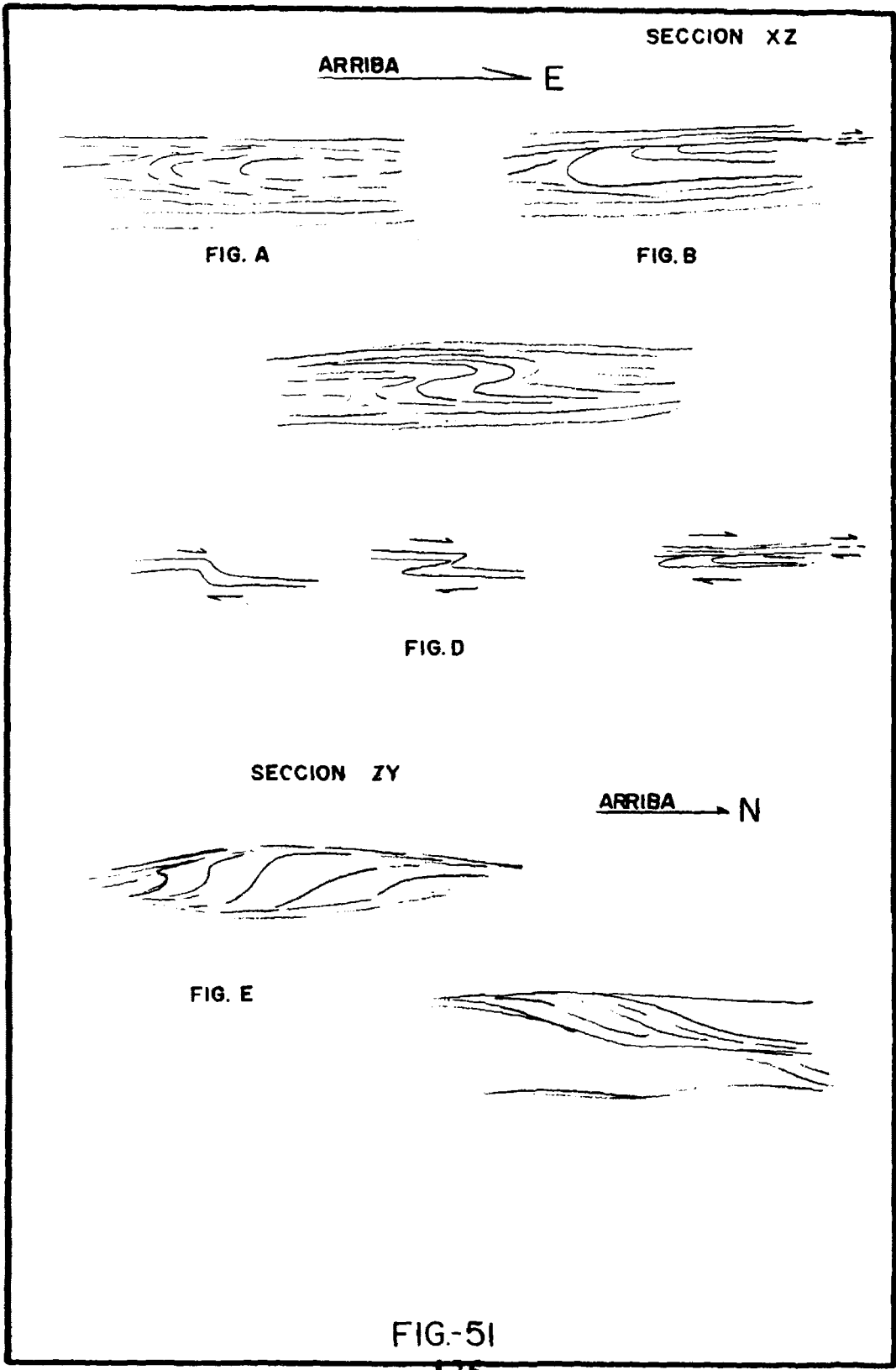


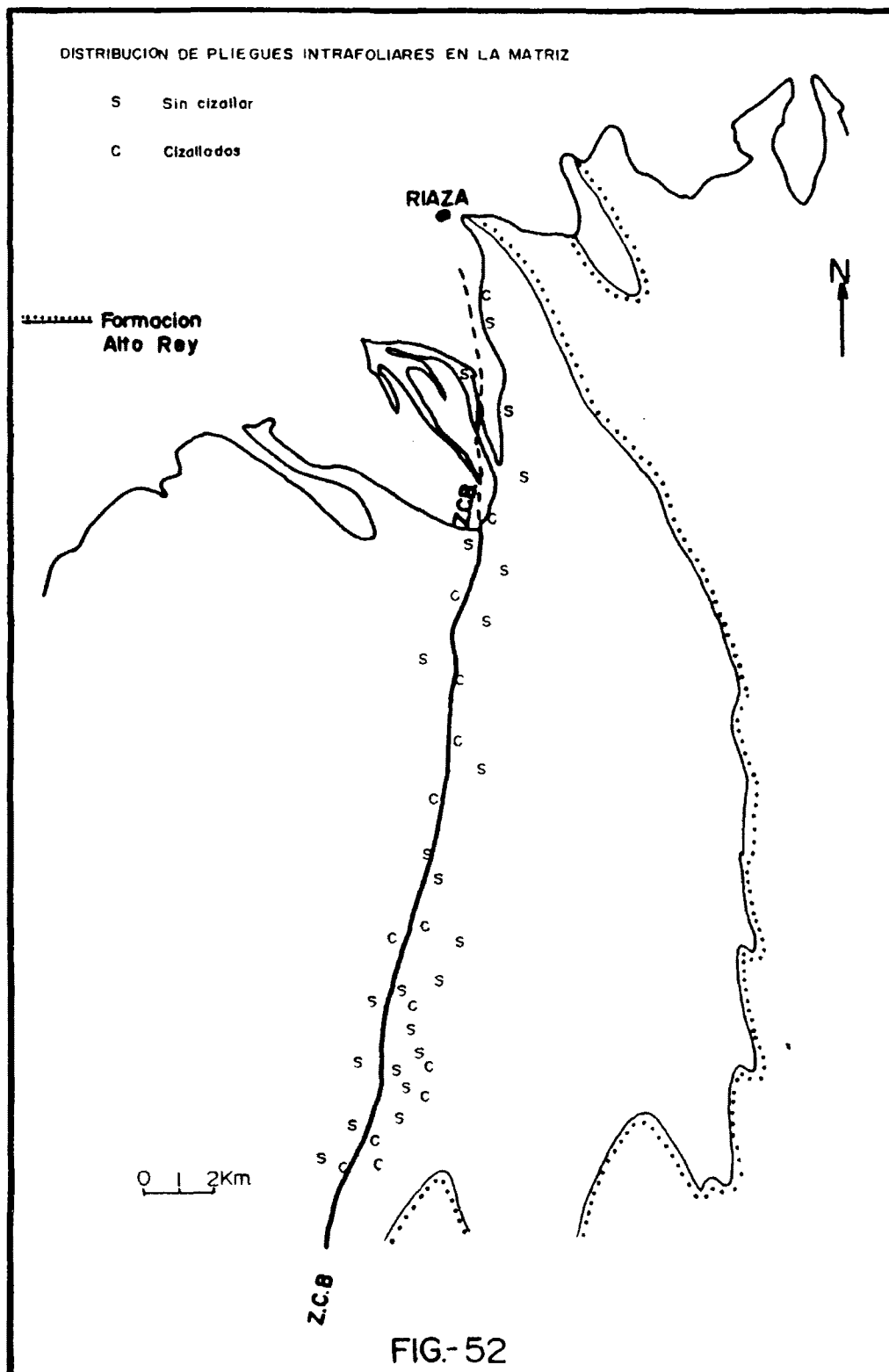
FIG.-51

Se desarrollan en los niveles más pelíticos, y su geometría muestra como - las micas que definen la esquistosidad, son las mismas que dibujan los pliegues. Los pliegues muestran una continuidad en sus flancos hasta integrarse en la esquistosidad externa (Fig.51e).

En estos casos es habitual encontrar formas asimétricas, tanto en "S" como en "Z".

Su origen podría deberse a las mismas causas que en caso anterior, es decir, originados como pliegues de arrastre, debidos a la cizalla.

La existencia de micropliegues intrafoliares, en una misma lámina, tanto - en las secciones XY, como YZ, puede interpretarse conjuntamente, suponiendo que observamos un mismo pliegue con eje curvo, visto según distintas secciones.



I.3.3 Subfábricas ópticas.-

Uno de los objetivos planteados en esta investigación, es el de estudiar como varían las orientaciones cristalográficas preferentes en los minerales que forman las rocas, que se relacionan con la Z.C.B.

Hemos escogido el cuarzo para realizar este estudio debido a la gran información bibliográfica que existe sobre su comportamiento en relación con zonas de cizalla, y por la gran abundancia de rocas formadas en casi su totalidad por cuarzo, en la región afectada por la falla de Berzosa.

Los objetivos que nos hemos planteado con el estudio de las fábricas del cuarzo son tres:

- A) Establecer en función de los modelos de orientación preferente obtenidos el tipo de deformación experimentada por la roca (rotacional o irrotacional), y contribuir así a perfilar los límites de la Z.C.B.
- B) Cuantificar si es posible la deformación.
- C) Determinar los sistemas de deslizamiento intracrystalino activos durante la deformación y a ser posible su relación con las condiciones metamórficas.

Para este estudio se han escogido rocas en las que el cuarzo es el mineral dominante o exclusivo, con vistas a eliminar la posible influencia que sobre la deformación hallan podido tener otros minerales, como micas, feldespatos, etc. Por esto se han tomado muestras en el interior y los alrededores de la Z.C.B., de cuarcitas y venas de segregación de cuarzo, cuya abundancia parece estar relacionada con la intensidad de la deformación.

Rocas Cuarcíticas.-

Para establecer un punto de referencia antes de comenzar el estudio de las fábricas, describimos las distintas microestructuras del cuarzo observadas en estas rocas y que muestran una clara zonación con respecto a la Z.C.B. (Se utiliza en lo que sigue la misma nomenclatura que BOUCHEZ y PECHER (1981)).

Hemos distinguido las siguientes zonas (Fig.53).(LAMINAS 9 y 10).

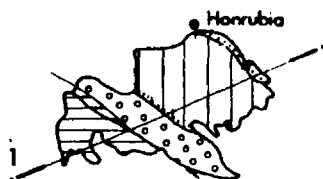
1) Al Oeste de la Z.C.B. y especialmente en Honrubia, dominan en las cuarcitas (Tramo B₂, Gneis Buitrago) los mosaicos de cuarzo elongados (LAMINA 9). En algunos casos los cristales individuales pueden mostrar formas acintadas - ("Ribbon"). Es normal encontrar además minerales accesorios como las turmalinas o apatitos fracturadas y con microestructuras de "Pull apart", o con formas así métricas que pueden indicar en algunos casos el sentido de la cizalla (EISBACHER, 1970, LISTER y SNOKE, 1984).

2) En una ancha zona situada a ambos lados de la Z.C.B., ocupando todo el área estudiada al Oeste del P.L.B., y unos 1.000 o 2.000 metros al Este del mismo (Fig.53).(Este límite coincide aproximadamente con el de la subzona con - And + Sill). Se observaron estructuras de crecimiento de grano. Estos crecimientos en las cuarcitas no son excesivamente exagerados (LAMINA 9), aunque esporádicamente se encuentran ejemplos de crecimientos gigantes. Los granos de cuarzo se caracterizan por englobar de forma parcial o total a las micas que definen la esquistosidad. Por otro lado los cristales de cuarzo cuando adquieren - gran tamaño muestran los efectos de una deformación posterior, que se traduce en sub-estructuras de recuperación dinámica (mosaicos poligonizados).

Al igual que proponen BOUCHEZ y PECHER (1981), pensamos que los crecimientos de grano se originarían durante una etapa de altas temperaturas, mientras que las poligonizaciones serían debidas a una etapa de deformación posterior, en condiciones de menor temperatura.




3) Al Este de la zona anterior, dominan las estructuras en mosaicos elongados. En este caso las micas siempre quedan en los bordes de los granos de - cuarzo, (lámina 9). Se encuentran algunos cristales con poligonizaciones muy - incipientes o bien con extinciones ondulantes.

4) Esta zona limita con la zona anterior y se extiende hacia el Este hasta el límite de la región estudiada. En ella se reconocen microestructuras detríticas relictas, (lámina 9). Se pueden determinar los límites de los antiguos granos, rodeados por la matriz, aunque estén formados por un mosaico de nuevos



MAPA DE ZONAS
MICROESTRUTURALES DEL CUARZO
FIG. 53

LEYENDA

-  Cuarzo en crecimientos de
de grano exagerados
-  Cuarzo en mosaicos
-  Cuarzo detrítico

Z.C.B.

N
↑

Rioza

2

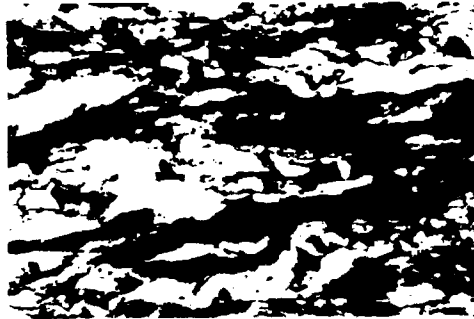
Cordoba

3

Berzosa

0 1 2 3Km.

A) Mosaicos de cuarzo elongado
(Cuarzos en "ribbon").



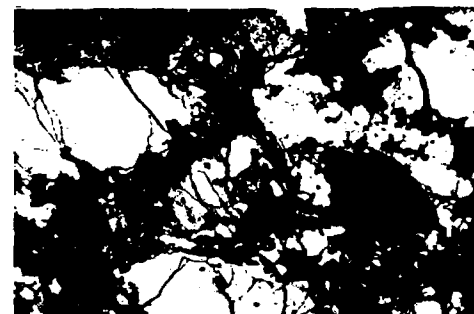
B) Cuarzo con crecimientos de
grano gigantes (C.G.G.).



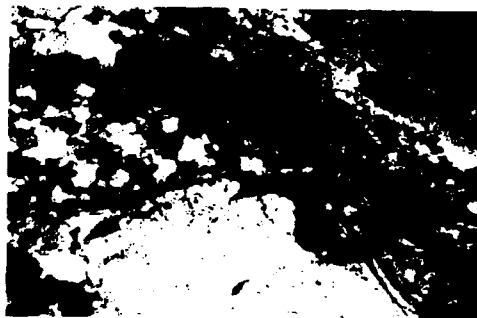
C) Crecimientos de granos
gigantes, poligonizados.



D) Granos de cuarzo en mosaico.



A) Granos de cuarzo detríticos.



B) Cristales de cuarzo mostrando crecimientos gigantes. En este caso en una vena de segregación.



C) Cristales gigantes de cuarzo fuertemente poligonizados. (vena de segregación).



granos.

La evolución microestructural que muestra el cuarzo, es similar a la existente en otras grandes zonas de cizalla, como es el caso del gran cabalgamiento intracontinental que separa los altos y bajos Himalayas (M.C.T.) (BOUCHEZ Y PECHER, 1981, PECHER y BOUCHEZ, 1976).

De cada una de las zonas descritas anteriormente se eligieron varias muestras, sobre las que estudiar la orientación de los ejes ópticos del cuarzo.

En la Fig.54, se representan una serie de subfábricas ópticas de cuarzo, representativas de cada una de las zonas. En la figura se representan sobre tres perfiles longitudinales a la Z.C.B.

Del análisis de las diferentes figuras obtenidas podemos resolver algunas de las cuestiones planteadas en el preambulo.

A) Mecanismos de deformación.

1.- El sistema de deslizamiento dominante en la zona de crecimientos de granos y mosaicos, es el prismático, ya que las máximas concentraciones de ejes "c", se disponen normales a la lineación (WILSON, 1975), aunque también pueden actuar en menor medida los sistemas rómbico y basal.

Las condiciones experimentales para que actúe este sistema de deslizamiento, corresponden a temperaturas 800° y presiones de 7Kb. (AVE LALLEMANT y CARTER, 1971).

Prácticamente se observa que este mecanismo de deformación, actúa en condiciones metamórficas en facies de anfíbolitas (WILSON, 1975).

Las condiciones metamórficas de la zona microestructural de crecimientos de grano en la región estudiada (Capítulo 2.II), corresponden a la zona de la sillimanita, lo cual implica unas condiciones de temperatura y presión, algo menores con respecto a las propuestas teóricamente.

2.- En las láminas de mosaicos elongados, parecen dominar igualmente los deslizamientos prismáticos. Aunque conforme avanzamos hacia el dominio de los granos relictos, se observa una gran dispersión de las agrupaciones de ejes "c", lo que indicaría la actuación de varios sistemas de deslizamiento, como debería ocurrir teóricamente, debido a que la deformación se origina en condiciones de mucha menor temperatura (Zona de la Clorita \pm Biotita, $T < 400^{\circ}\text{C}$).

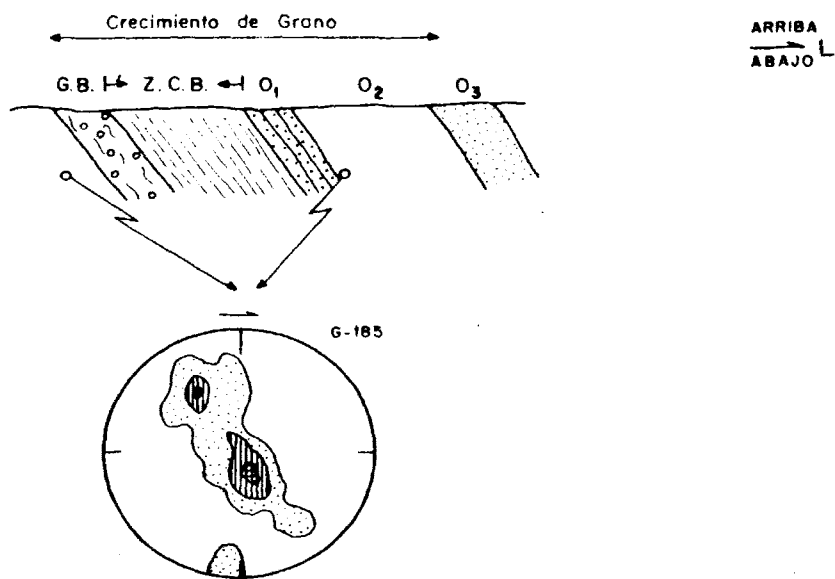
B) Relaciones simetría de la fábrica-Deformación:

1.- Existe una clara relación entre la zona microestructural y la subfábrica

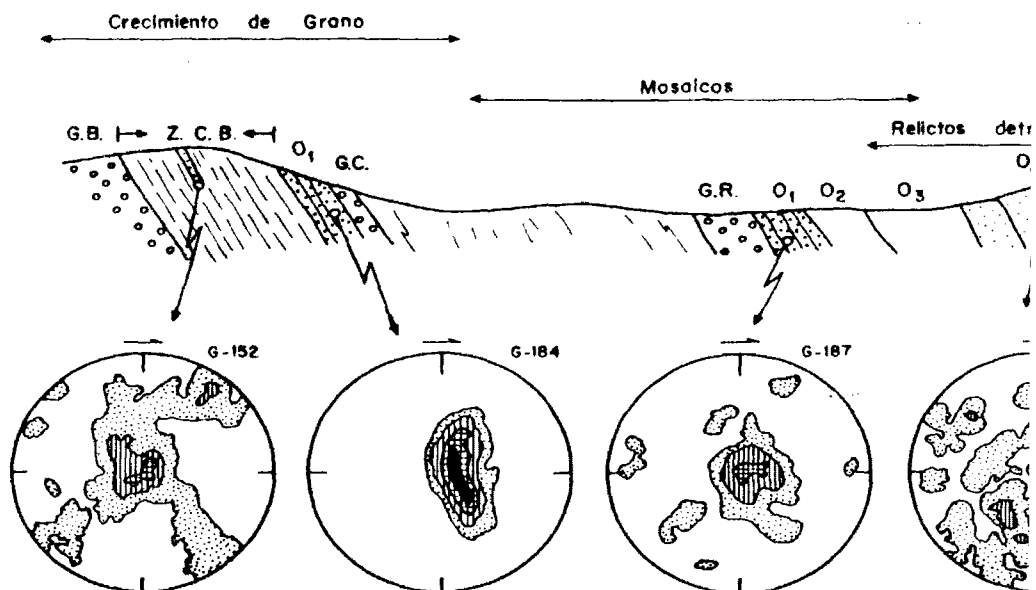
ORIENTACION DE EJES OPTI

PERFIL HONRUBIA (Corte 1, Fig 53)

SECCION X



PERFIL RIAZA (Corte 2)

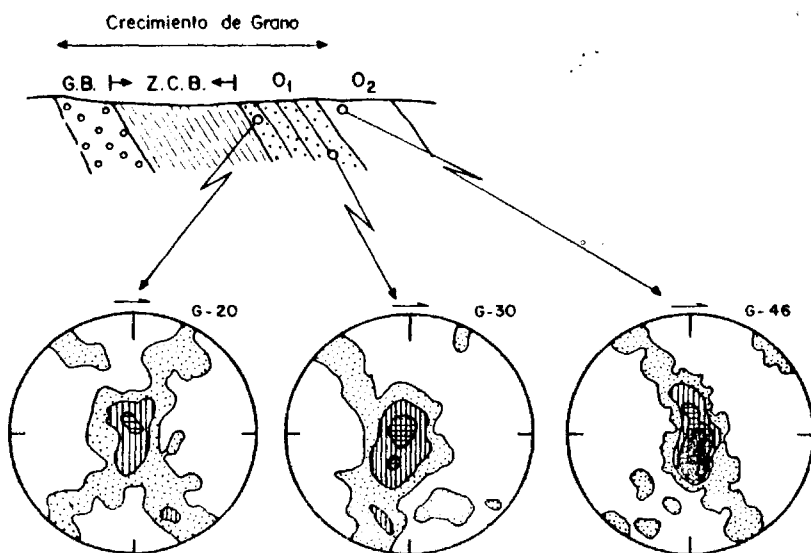


PROPIEDADES OPTICAS DEL CUARZO (CUARCITAS)

SECCION XZ

ARRIBA
→ L
ABAJO

PERFIL MONTEJO (Corte 3)



Fragmentos detríticos

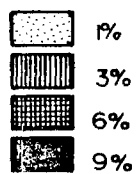
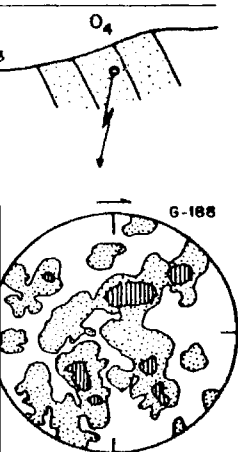


Fig.54

ca óptica del cuarzo. Así por ejemplo en la zona de crecimientos de granos existen dobles o simples coronas, mientras que en la zona de relictos detríticos - existe una notable falta de simetría. Esta existencia de relaciones geométricas entre fábricas y zonas microestructurales, no coincide con las observaciones de PECHER y BOUCHEZ (1981) en el M.C.T. del Himalaya.

2.- Sin embargo, en las zonas centrales de la banda de cizalla dominan las dobles coronas (Muestras G-20, G-30, G-46, G-152), mientras que en el extremo de la misma, (zona de Ríaza y Honrubia) (Muestras G-184 y G-185). Lo hacen giraldas simples. Estas últimas tienen una fácil explicación, según los criterios propuestos por CARRERAS et al (1977), indicarian cizallas dextrales. Las dobles coronas tienen una explicación más compleja, (Ver Recopilación de LISTER y WILLIAMS, 1979) algunos autores las asocian con la existencia de dos sistemas de "shear bands" p.ej. (CASAS, 1982; CARRERAS y GARCIA CELMA, 1982), y otros con zonas de cizalla S.S. p.ej. (ROERMUND et al, 1979). Sin embargo, existen dos - claras diferencias como las coronas observadas en nuestro caso. Mientras que en las dobles coronas relacionadas con "shear bands" las zonas de más densidad de ejes ópticos se sitúan lejos de la zona de cruce de las dos coronas, en nuestro caso este punto es la zona de máxima densidad de ejes ópticos.

En otras interpretaciones de dobles coronas correspondientes a zonas de cizalla (ROERMUND et al, 1979), estas muestran una clara asimetría, en el caso que nos ocupa la asimetría de las dos ramas es clara.

Por último existe la posibilidad de que estos diseños estén ligados a compresiones y extensiones relacionadas con la zona de cizalla (LAW et al, 1984; HARA et al, 1973). Siendo esta posibilidad la que creemos más apropiada, (debido a que en este caso la fábrica está controlada por la orientación del plano XY del elipsoide de deformación, (CARRERAS et al, 1977), la simetría de las dobles coronas permanece constante en todos los puntos de la zona de cizalla, como de hecho ocurre (Fig.54). Aunque la fábrica gira pero sin perder su simetría conforme cambia de orientación la foliación a lo largo de la zona de cizalla).

3.- Es clara la existencia de fábricas muy orientadas relacionadas espacialmente con la zona de cizalla (coronas dobles o simples), y la presencia - fuera de esta zona de fábricas más desorientadas (Fig.G-187 y G-188), de forma que esta diferencia en la intensidad de la simetría, nos puede servir para determinar los límites de la zona de cizalla.

C) Relaciones deformación-fábricas

La posibilidad de cuantificar la deformación de cizalla, partiendo de los

diagramas de fábricas, ha sido abordada por varios autores (BURG y LAURENT, 1978 BOULLIER y QUENARDEL, 1981), aunque estos criterios solo son utilizables si la fábrica es controlada por el plano de cizalla. Como se estableció en el punto anterior, en el caso que nos ocupa parece que la fábrica está controlada por la orientación del plano XY, y como permanece constante por tanto, no es posible cuantificar la deformación a partir de las orientaciones cristalográficas del Cuarzo.

Segregaciones de Cuarzo.-

Las venas de segregación de cuarzo se encuentran distribuidas por toda la región estudiada, alcanzando su máxima abundancia en las zonas más cercanas a la banda de cizalla.

Debido a que las segregaciones de cuarzo, se encuentran claramente relacionadas con los elementos tectónicos de la segunda fase, varios autores han situado la génesis de estas venas en relación con la etapa de funcionamiento de los cabalgamientos, (sin F_2) (CAPOTE et al, 1981; GONZALEZ CASADO, 1982). Estas venas suelen contener diversos polimorfos de silicato aluminico (ARENAS, 1979), que se relacionan con las condiciones metamórficas durante F_2 , (CAPOTE et al, 1981). Por tanto, al generarse estas venas sincronicamente con la banda de cizalla, sus fábricas deberían mostrar una clara relación con la misma.

El resultado del estudio de las microestructuras de las venas, permite separar dos grandes zonas:

1.- Región donde dominan los crecimientos de grano, estos crecimientos pueden alcanzar proporciones excepcionales, así en algunos casos una lámina delgada está constituida solamente por dos granos interpenetrados (Muestra 8, Fig.56). Por tanto se puede hablar de una zona de crecimientos de grano exagerados (LÁMINA 10). Sobre los grandes cristales se observa superpuesto una etapa de poligonizaciones acentuadas (Lámina 10) y en algunos se produce una sustitución de los antiguos granos por crecimientos de agregados granoblasticos de pequeños granos.

Esta zona de existencia de grandes crecimientos de grano en venas de cuarzo, se superpone a la misma zona definida para las cuarcitas, aunque comprende un poco más hacia el Este.

Estos crecimientos gigantes se pueden interpretar como recrecimientos estáticos sincrónicos con el pico metamórfico alcanzado después de la etapa de cizalla, por recristalización secundaria (HOBBS, 1968).

Por el contrario las poligonizaciones y recristalizaciones superpuestas, corresponden a una etapa de deformación posterior, todavía en condiciones calientes (WHITE, 1977.)

2.- Dominio de mosaicos, con ligeros crecimientos de grano. Las segregaciones están formadas por un mosaico de granos, ligeramente elongados, y que pueden englobar de forma parcial alguna mica, es decir, presentar un ligero crecimiento de grano.

Existe también superpuesta una poligonización.

Este dominio se solapa ligeramente al anterior y se extiende hasta el límite oriental del área investigada.

Se escogieron treinta muestras situadas en dos cortes transversales a estas zonas, en las muestras se estudió las fábricas cristalográficas de cuarzo. Los resultados más representativos se muestran en las figuras 55 y 56.

A) Mecanismo de deformación.

Como se observa en las figuras, los ejes ópticos se agrupan en varios máximos con posiciones muy diferentes, esto puede indicar, que actúan varios sistemas de deslizamiento. Debido a esta indeterminación se analizaron secciones normales a la lineación (Fig. 57). Los resultados indican que los ejes, se disponen más o menos normales a la lineación y formando un ligero ángulo con la esquistosidad S_2 .

Estos resultados coinciden con los de WILSON (1975), que demuestran que la deformación se produce bajo condiciones en las facies de las anfibolitas y por medio de sistemas de deslizamiento prismáticos.

Estas temperaturas son próximas a las deducidas para el pico metamórfico posterior a F_2 , caracterizado por la formación de andalucita.

B) Relaciones Simetría fábrica-deformación.

- 1.- Se pueden distinguir dos grandes zonas, un primer dominio que coincide espacialmente y de una manera grosera con la zona de Crecimientos de Granos, en el cual las fábricas adquieren un cierto grado de simetría que en algunos casos puede ser muy notable (Muestras 15, 32, 38, 29, de las Figs. 56 y 55).

Y otro dominio situado al Este del anterior y coincidente con la zona de mosaicos, que se caracteriza por la ausencia clara de simetría en las fábricas (Muestras 19 y 22 de las Figs. 56 y 57).

- 2.- En el primer dominio definido en el punto anterior, coexisten fábricas con claras simetrías monoclinicas (una sola corona), con otras ortorrómbicas, donde se aprecian dobles coronas más o menos acentuadas. Las primeras corresponden a venas fuertemente poligonizadas y con nuevos granos, mientras que las segundas equivalen a rocas menos poligonizadas. La interpretación probable de estas dos fábricas conociendo los resultados de las rocas cuarcíticas podría ser la siguiente:

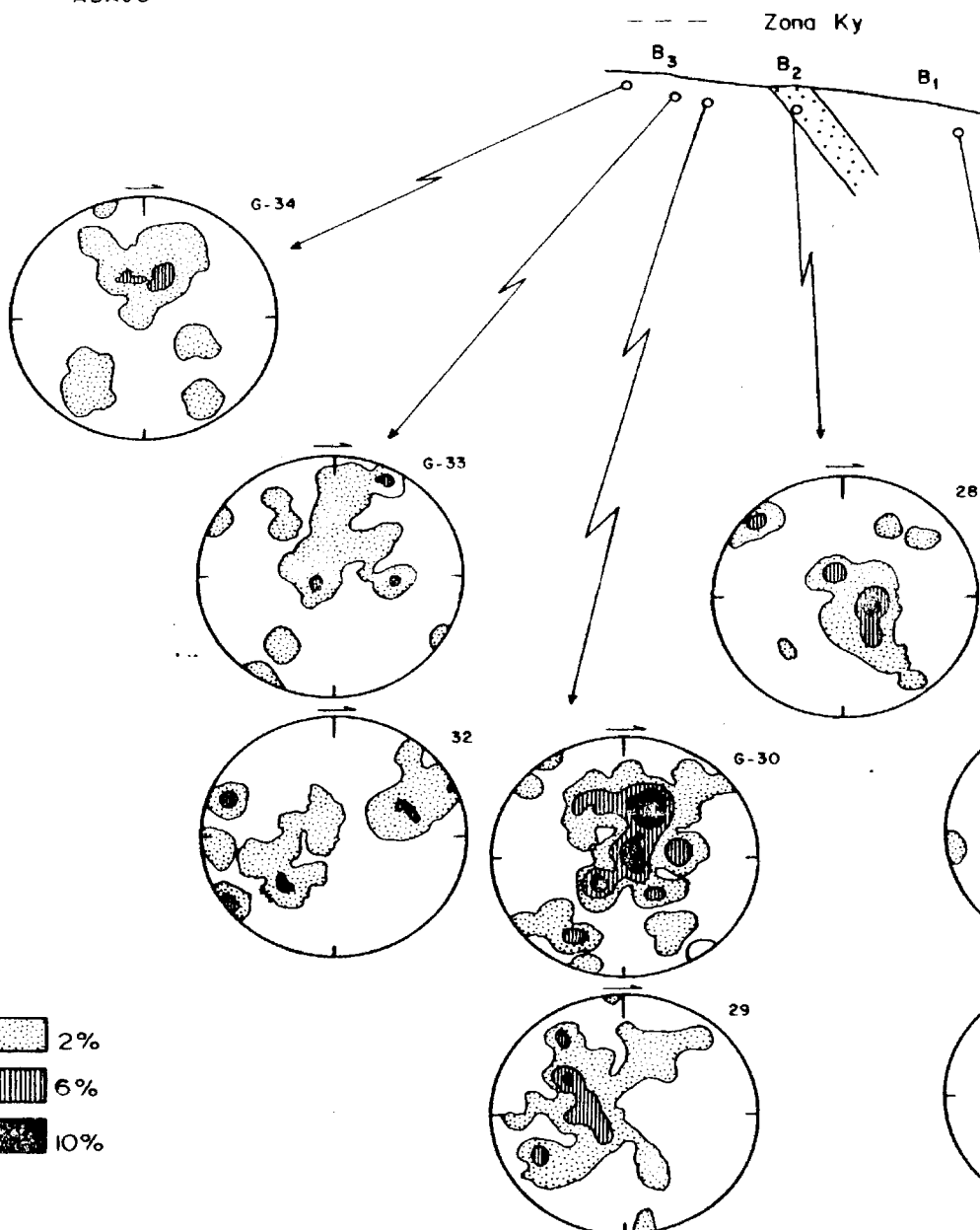
ORIENTACION DE EJES OPTICOS DE (

SECCION XZ

ARRIBA → L
ABAJO

PERFIL EL CARDOSO (Cor

Crecimiento



DE CUARZO (VENAS DE CUARZO)

(Corte 2)

mientos exagerados de Grano

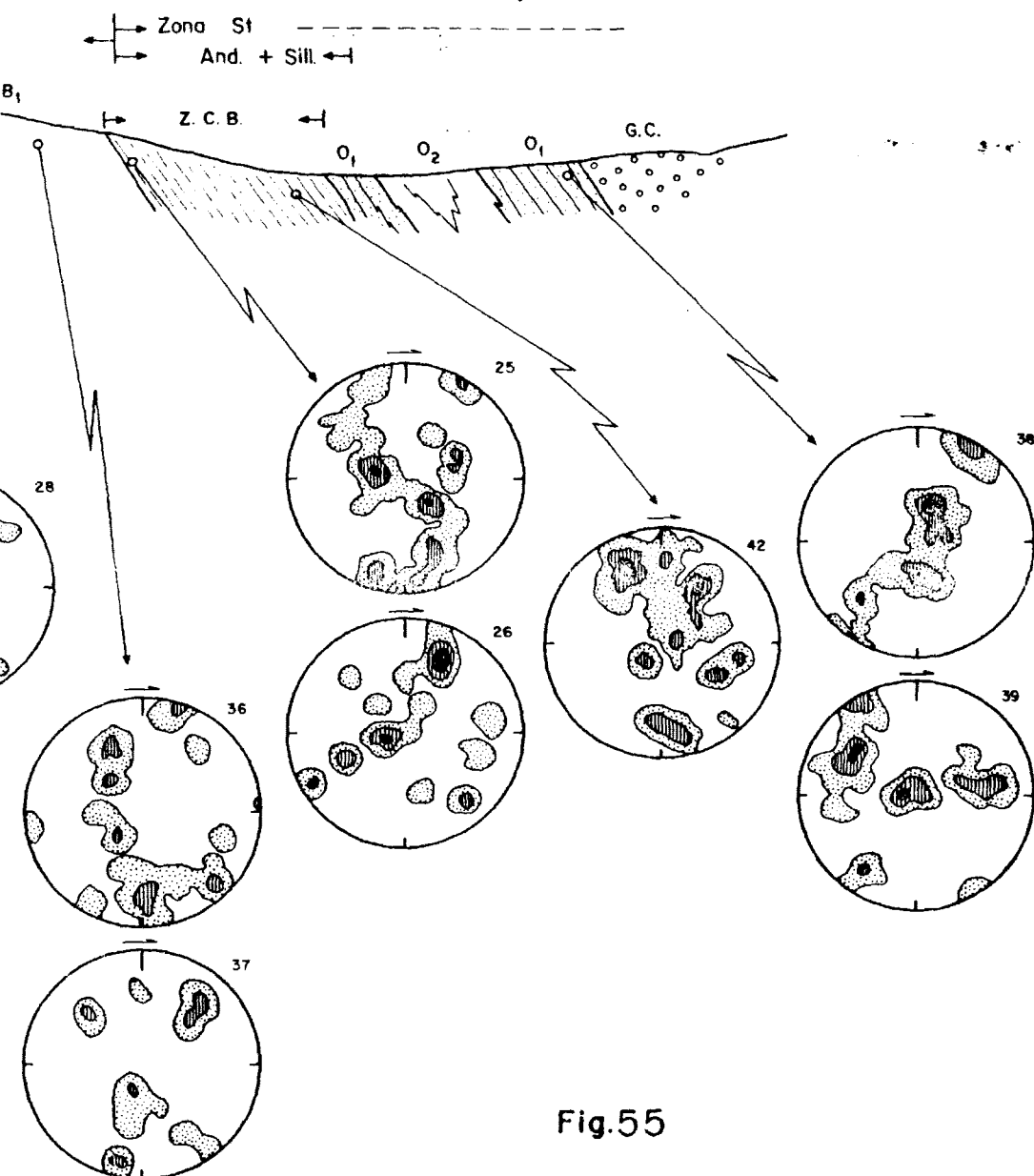
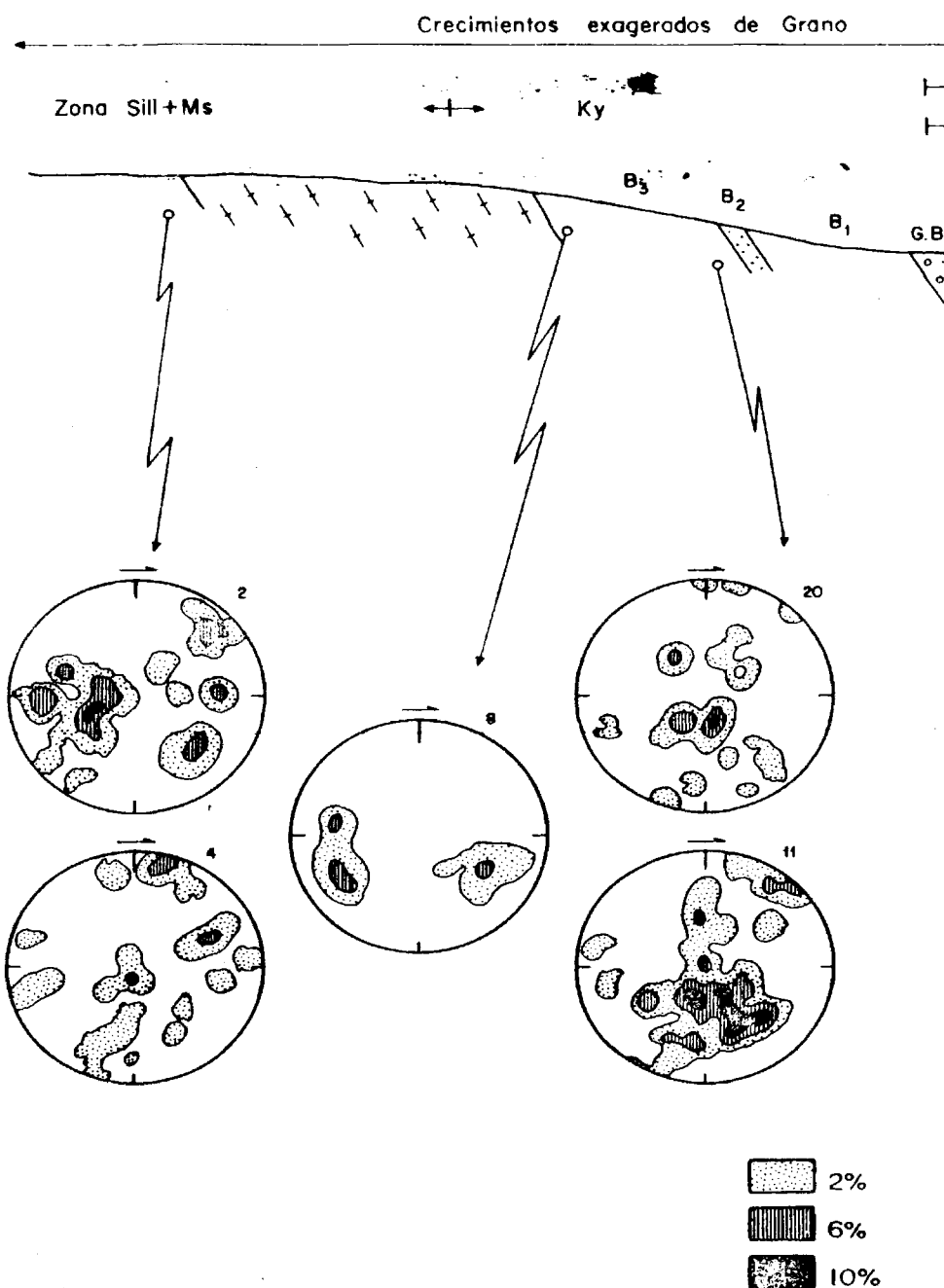


Fig.55

ORIENTACION DE EJES OPTICOS DE CUARZO

PERFIL MONTEJO (Corte 3)



ARZO (VENAS DE CUARZO)

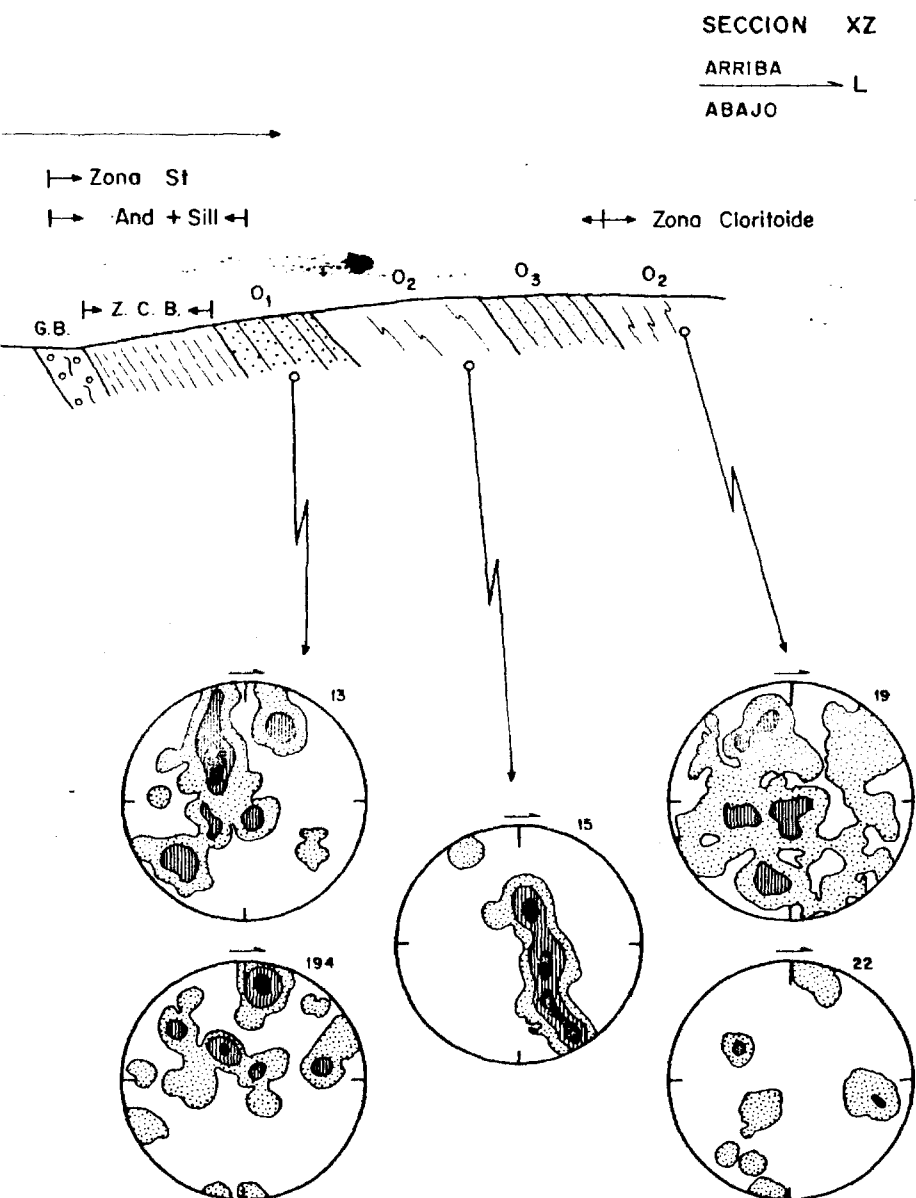


Fig. 56

ORIENTACION DE EJES OPTICOS DEL CUARZO
(VENAS DE CUARZO)

SECCION ZY

PERFIL MONTEJO (Corte 3)

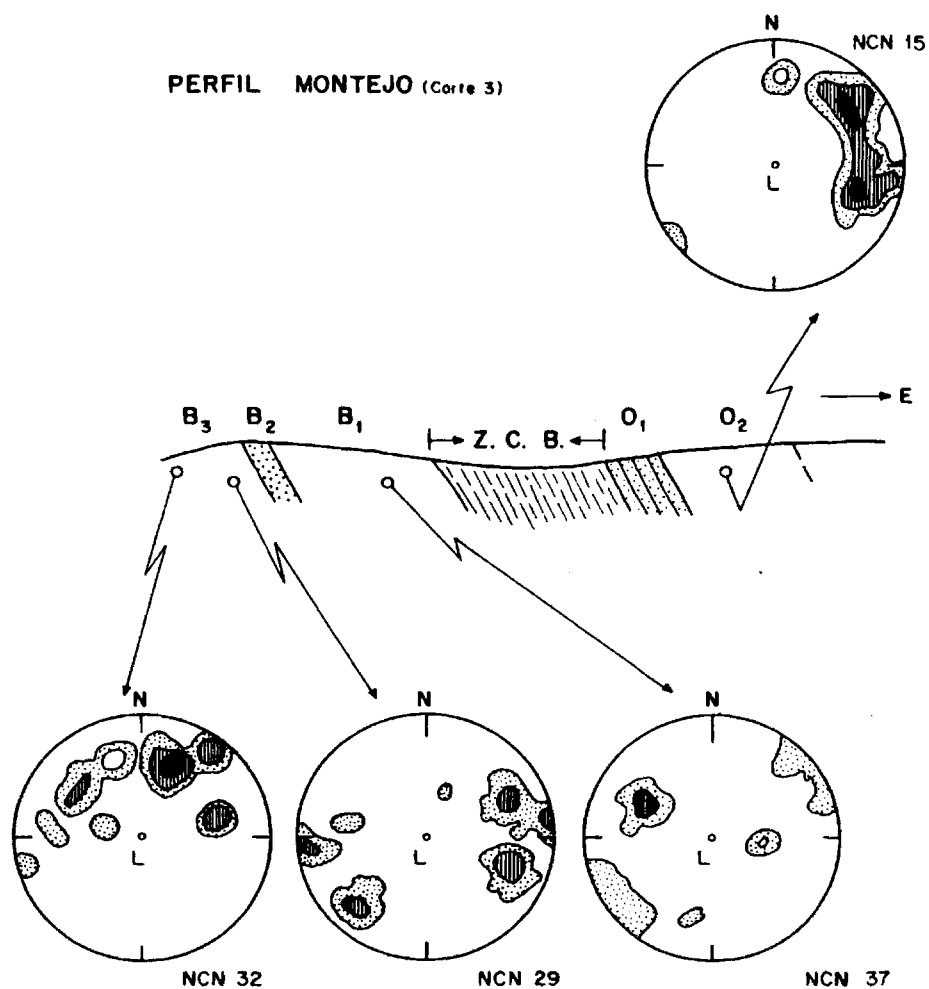


Fig. 57

Las coronas dobles serían fábricas relictas de la segunda fase y representarían una etapa de compresión, las simetrías monoclinicas nos están mostrando la orientación de los nuevos granos, formados con posterioridad a la etapa de cizalla sin F_2 , estos diagramas interpretados según los criterios CARRERAS et al (1977) indican un probable juego de falla normal, para la etapa post- F_2 (Aspecto este que coincide con otros datos observados (Ver capítulo 3.III.2). Aunque existen otras coronas que indican un movimiento contrario.

Los diagramas sin una orientación clara, deben de representar las fábricas intermedias entre estos dos procesos.

C) Relación deformación-Fábricas.

En el caso de las dobles coronas y al igual que ocurría con las cuarcitas no es posible hacer determinación en relación con la deformación. Sin embargo, las fábricas post F_2 , reflejan una cierta variación con respecto a la zona de cizalla, se observa como las coronas se disponen más próximas al plano de esquistosidad lejos de la zona de cizalla, mientras que en esta o sus proximidades se disponen casi perpendiculares. Esto se puede interpretar siguiendo los criterios de BOULLIER y QUENARDEL (1981) como un aumento de la deformación por cizalla coincidente con la zona de cizalla de Berzosa, durante la deformación tardía..

I.4 CUANTIFICACION DE LA DEFORMACION

I.4.1 Cálculo elipsoide de deformación

Introducción

Para determinar el tipo de elipsoide de deformación finita, existente en la zona estudiada durante la segunda fase de deformación (F₂), hemos usado los siguientes métodos:

A) Método de RAMSAY (1967, pag.193) B) Método de DUNNET (1969) C) Método de FRY (1979).

Los tipos rocosos sobre los que se han realizado estas medidas son fundamentalmente, gneises glandulares y conglomerados.

Metodologia

Los dos primeros métodos A y B, se basan en la medida de la elipicidad de las partículas que componen la roca. Estos tipos rocosos formados por una matriz y partículas inicialmente esféricas o no, cuando se deforman se obtienen rocas formadas por una matriz y partículas elípticas, siendo su forma final función de :

- 1.- La forma y orientación de los granos iniciales.
- 2.- Tipo y orientación de la elipse de deformación.
- 3.- Contraste de ductilidad entre los granos y la matriz rocosa.

Para que los métodos de cuantificación de la deformación, basados en la medida de objetos elípticos sean aplicables, el contraste de ductilidades entre los granos y la matriz, ha de ser lo más pequeño posible, siendo el caso ideal cuando la viscosidad de granos y matriz es la misma. Como no conocemos el valor de la viscosidad de las rocas con que trabajamos, tenemos que admitir una serie de condiciones previas, para valorar la corrección del método usado.

Se sabe (GAY, 1968) que el contraste de viscosidad es mínimo, cuando la roca está constituida por gran cantidad de partículas y muy poca matriz o bien, las litologías de partículas y matriz es la misma.

En el caso de los conglomerados y microconglomerados, no existe este problema, pues el porcentaje de granos detríticos sobre el volumen total de roca es muy alto, y las litologías de la matriz y los granos son fundamentalmente iguales.

En el caso de los gneises glandulares usados, estas condiciones, se invier

ten, y según el tipo de estos, es normal que el porcentaje de matriz sea mayor que el de las glándulas. Otro problema consiste en que los granos pueden tener varias composiciones (Cuarzo, feldespatho, etc.) al igual que la matriz.

Para obviar estos problemas hemos elegido siempre, zonas en los gneises donde los granos eran más abundantes, y en todos los casos hemos medido granos, - con idéntica composición que la matriz, desechando los que tienen composición - muy distinta.

Método de RAMSAY (1967).-

Este método, es el de mayor imprecisión, ya que sólo nos indica la relación entre los ejes principales de deformación de la sección considerada. No obstante, ha sido empleado, por la velocidad con que se trabaja, su objeción principal - consiste en que los objetos elípticos deberían de ser inicialmente circulares, o muy próximos a esta geometría.

Método de DUNNET (1969).-

El principal inconveniente de este sistema, es el asumir que la deformación de los marcadores y la matriz es homogénea. Esto implica una cuidadosa selección del tipo de marcador en relación con la matriz.

El proceso de representación es muy lento, aunque en contrapartida, da mucha información sobre la deformación y la fábrica inicial de la roca.

Método de FRY (1979).-

Este método es radicalmente distinto de los anteriores, y se basa no en la forma elíptica de un conjunto de objetos, si no, en la distribución de estos. Es decir, considera un conjunto de partículas marcadoras, que tienen una distribución estadística uniforme en una matriz antes de deformación, durante la deformación se comportan pasivamente y una vez terminada esta, la distribución de partículas ya no es uniforme, si no que las distancias entre dos puntos son mayores en la dirección de máxima deformación longitudinal finita, y mínima en la dirección de mínima deformación longitudinal finita.

Este método es aplicable por tanto, en rocas sin marcadores deformados, y es más preciso que los anteriores, pues realmente refleja la deformación de todo el conjunto rocoso, y no de una serie de objetos.

Los requisitos más importantes que han de cumplir los marcadores, son, una

distribución estadística homogénea antes de la deformación, y la inexistencia de interacciones entre los marcadores.

El método de FRY (Como fué propuesto por LA CASSIN y DRIESCHE, 1983), parece ser el más idoneo en zonas fuertemente deformadas y metamórficas, donde es difícil encontrar otro tipo de marcadores de la deformación, (BURG y TEYSSIER, 1983).

No obstante el método de Dunnet, también se ha aplicado en algunos casos, sobre rocas gneísicas, especialmente en los agregados de cuarzo en los gneises (JENSEN, 1984 y ODLING, 1984).

MEDICIONES

La rutina usada, consiste en la recogida a lo largo de toda la zona de estudio de una serie de muestras, las cuales presentaban como principal deformación, la originada, durante la segunda etapa de deformación Hercínica. Estas muestras deberían de cumplir las condiciones expuestas en el apartado anterior, para poder aplicar los métodos anteriormente descritos.

Cada una de ellas se cortó según dos planos, el primero perpendicular al plano de esquistosidad (S_2) y a la lineación de estiramiento (L_2) (Plano YZ, - elipsoide deformación de F_2), y el segundo perpendicular al plano de esquistosidad (S_2) y paralelo a la lineación (L_2) (Plano XZ elipsoide de deformación de F_2).

Cada una de las secciones se fotografiaron, realizando las medidas sobre las fotografías obtenidas. Estas consisten:

- En los marcadores elípticos;
 - La relación entre los dos ejes máximo y mínimo de las elipses resultantes.
 - El ángulo entre el eje mayor de la elipse y el plano de esquistosidad.
- En los marcadores pasivos
 - La posición de los centros de los marcadores con respecto a unos ejes de coordenadas arbitrarios X e Y.

En cada una de las secciones se midieron de 20 a 60 marcadores.

REPRESENTACION

En todas las muestras y siempre que fué posible aplicamos los tres métodos propuestos.

Método de RAMSAY (1967).- Se representa en dos ejes de coordenadas aritméticas (X e Y), la medida de los marcadores elípticos. Para calcular el valor resultante de esta representación, usamos tres métodos matemáticos distintos:

$$1- \frac{\sum x}{\sum y} \qquad 2- \frac{\sum (x/y)^{1/2}}{\sum (y/x)^{1/2}} \qquad 3- \left(\frac{\sum x/y}{\sum y/x} \right)^{1/2}$$

finalmente consideramos como resultado final, la media entre los tres.

Método de DUNNET (1969).- Calculamos para cada marcador elíptico, la relación de ejes mayor-menor de la elipse final (Rf), proyectando los resultados en diagramas semilogarítmicos, en función del ángulo que forman (α) con el plano - de esquistosidad.

De estas representaciones deducimos:

- A.- La relación entre los ejes principales de la deformación para esa sección, aplicando la relación propuesta por RAMSAY y HUBERT (1983, pag. 77), $R_{\text{deformación}} = (Rf(\text{max}) \times Rf(\text{min}))^{1/2}$.
- B.- El valor de la relación entre los ejes mayor y menor, de los marcadores, antes de la deformación.
- C.- El carácter rotacional o irrotacional de la deformación en función del grado de simetría de las nubes de puntos en los diagramas.

Método de FRY (1979).- Tratando las coordenadas obtenidas según el método propuesto por este autor, obtenemos la relación entre los ejes principales de la elipse de deformación en esa sección.

Los resultados más característicos de la aplicación de este método se muestran en las Figuras 58.A a 58.M.

RESULTADOS

La aplicación de los tres métodos propuestos, nos conduce a los siguientes resultados:

Determinación del elipsoide de deformación finita.-

- De cada uno de los métodos obtenemos unos valores, para la relación entre los ejes de la elipse de deformación finita en esa sección. Estos valores fueron hallados para los ejes XZ, e YZ. El valor con que se trabaja es la media de los calculados por los tres métodos (Ver Fig. 58a a 59m), cuando los datos de cada uno en particular eran próximos entre sí. En el caso de que estos valores fuesen dispares, hemos considerado, como valor más representativo el obtenido por el método de FRY (1979), por representar la deformación de todo el volumen rocoso.

- Hay que resaltar el alto grado de igualdad entre los resultados obtenidos por cada método. Resultados parecidos fueron también publicados en trabajos de otros autores (HANNA y FRY, 1979 y MARTIN ESCORZA, 1977). En rocas gneisicas estas buenas correlaciones entre métodos no se encuentran en los escasos trabajos publicados (LA CASSIN y DRIESSCHE, 1983). Por nuestra parte pensamos que los resultados próximos entre los distintos métodos, se deben a la aplicación estricta de las condiciones previas para su uso, descritas en el primer apartado.

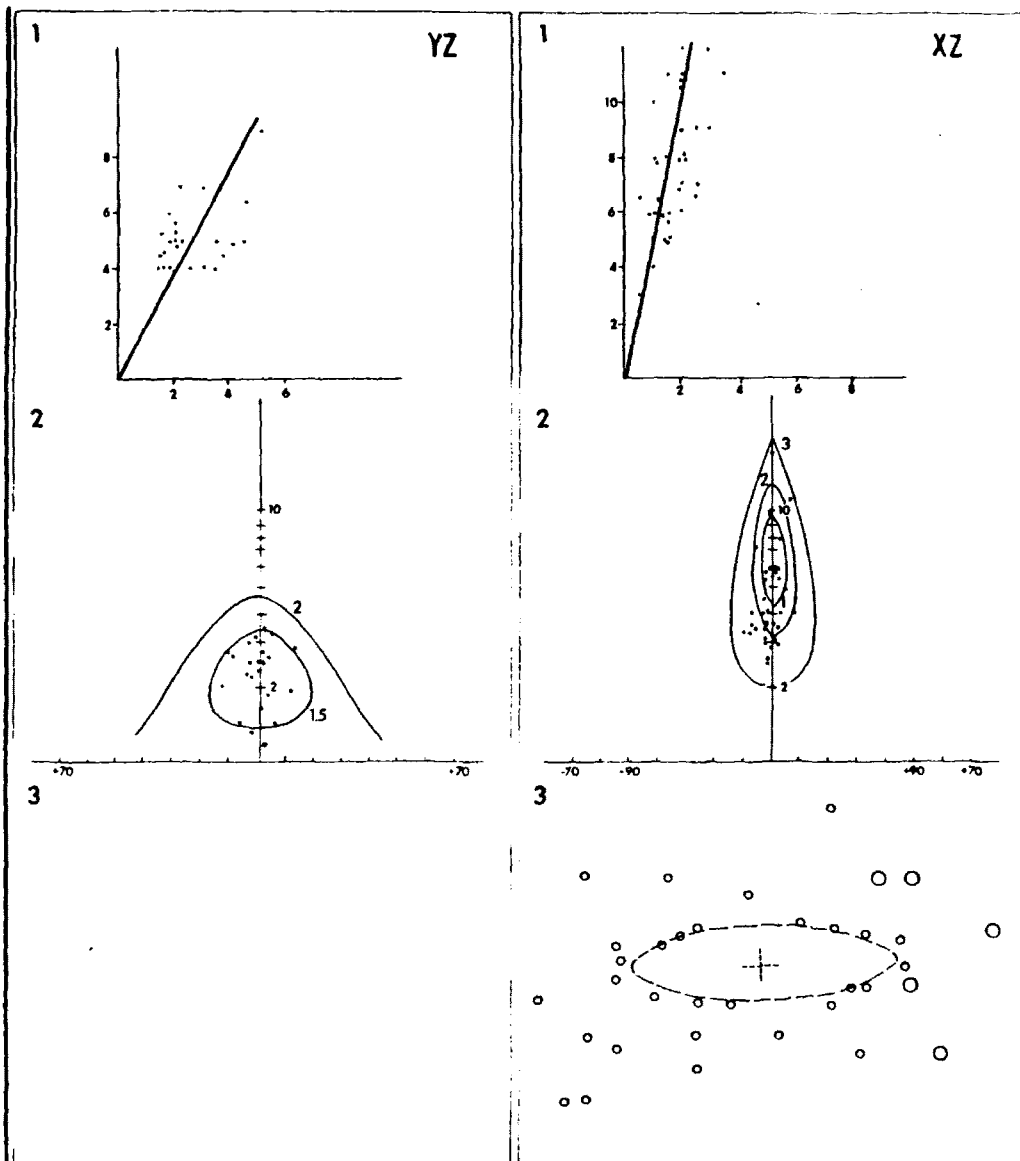
- Para la determinación del tipo de elipsoide usamos el método propuesto por (PECHER, 1978), considerando en cada sección el valor "Z" del elipsoide, arbitrariamente igual a uno, de manera que podemos obtener el valor de X/Y, dividiendo X/Z entre Y/Z. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla 1.

Para visualizar los resultados, representamos los valores obtenidos en un diagrama de FLINN (1962), (representación del valor X/Y contra Y/Z) (Fig.59).

Observandose que la gran mayoría de los resultados corresponden a elipsoides aplastados.

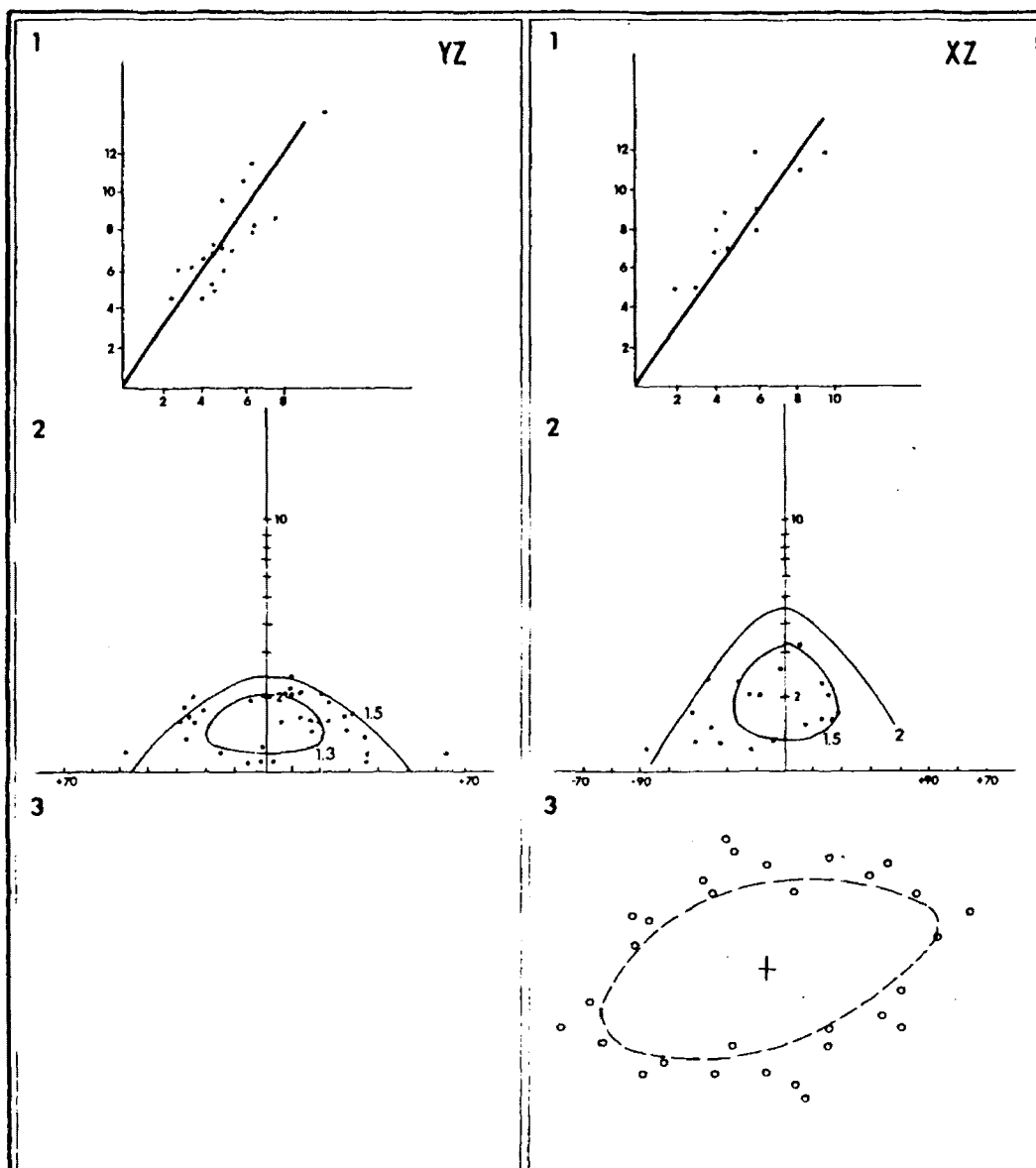
Forma Inicial de los granos.-

En los resultados (Fig.58a a 59m), queda claro, que los distintos tipos litológicos muestran unas formas iniciales de granos muy próxima entre sí, por regla general con relaciones entre los semiejes mayores y menores (R_i) próximas a 1.5 o 2, alcanzandose alguna vez valores próximos a 3.



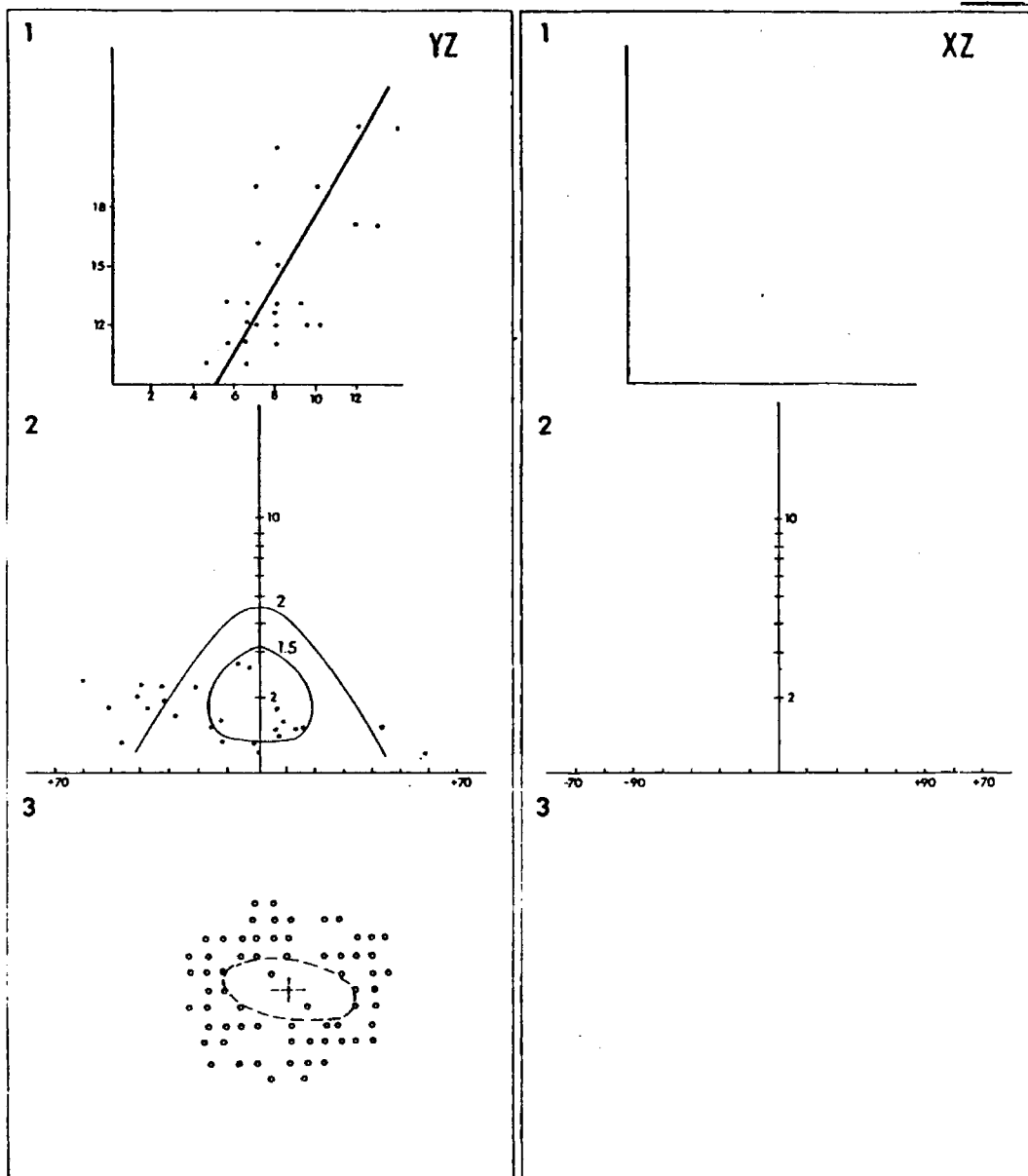
	YZ	XZ
1	1'95	5'7
2	1'93	5'7
3		3'7
MEDIA	1'94	5'7

FIG. 58 a



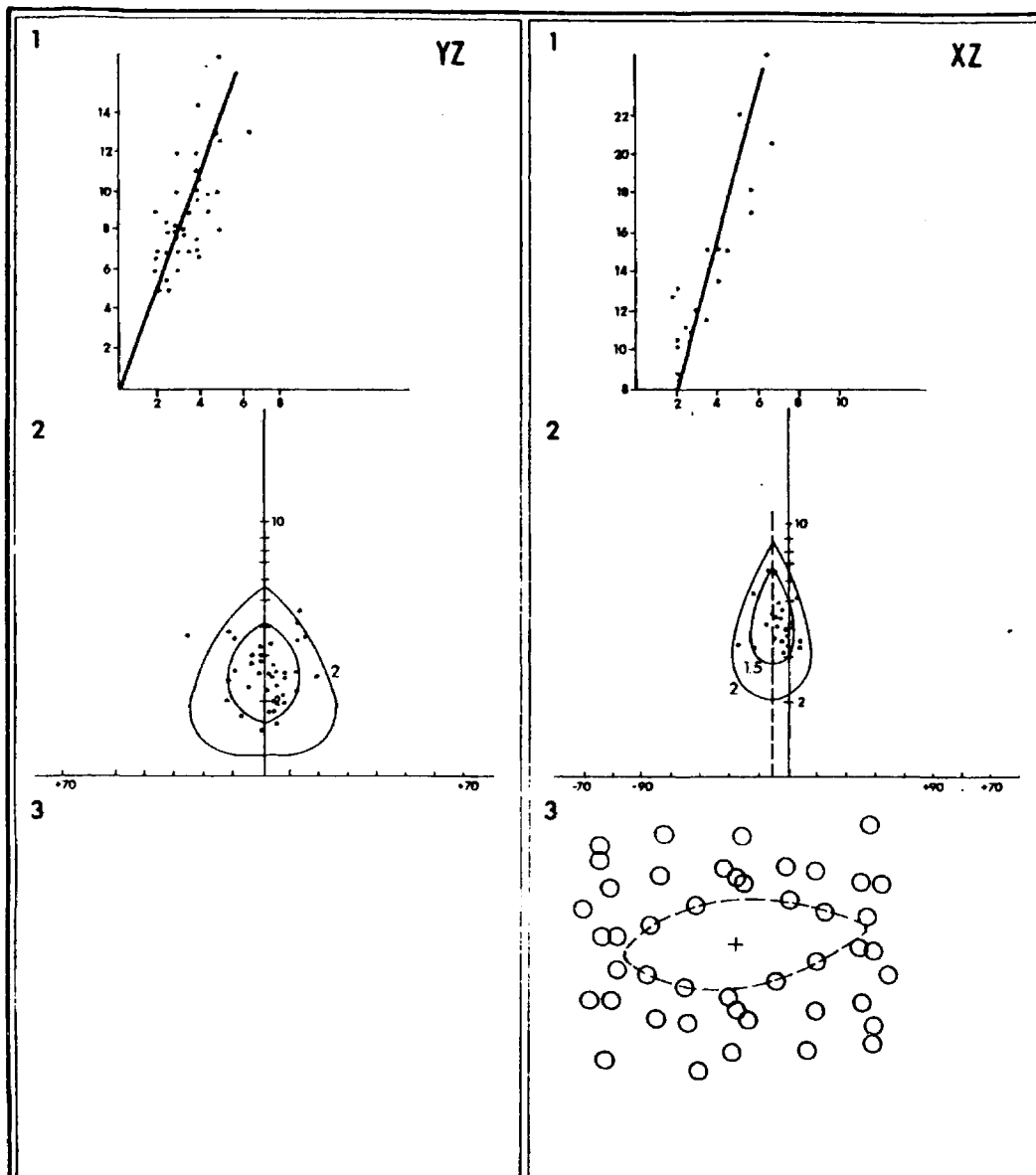
	YZ	XZ
1	1.66	1.7
2	1.6	2.2
3		2.1
MEDIA	1.6	2

FIG. 58 b



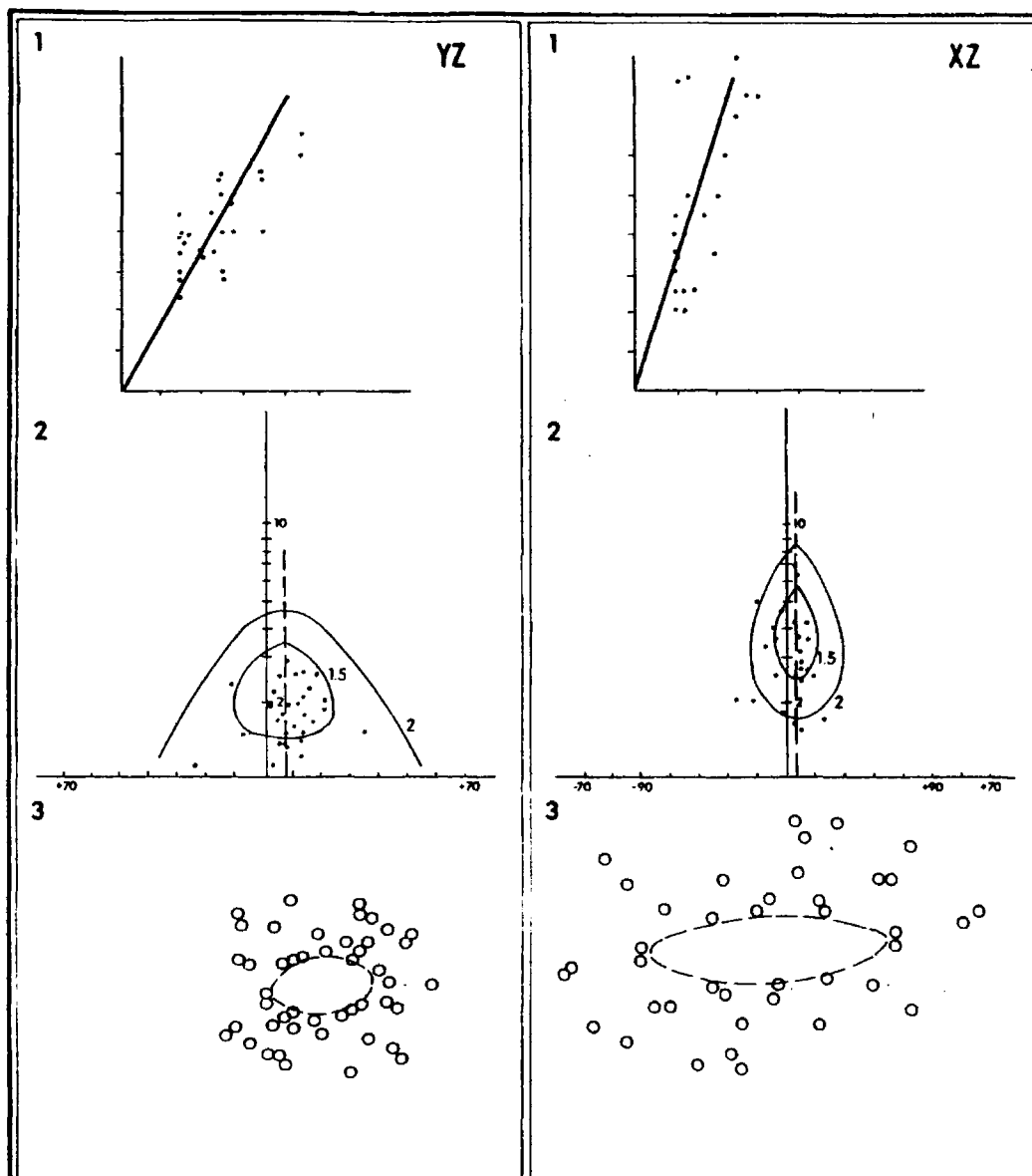
	YZ	XZ
1	1.78	
2	1.8	
3	2	
MEDIA	1.86	

FIG. 58 c



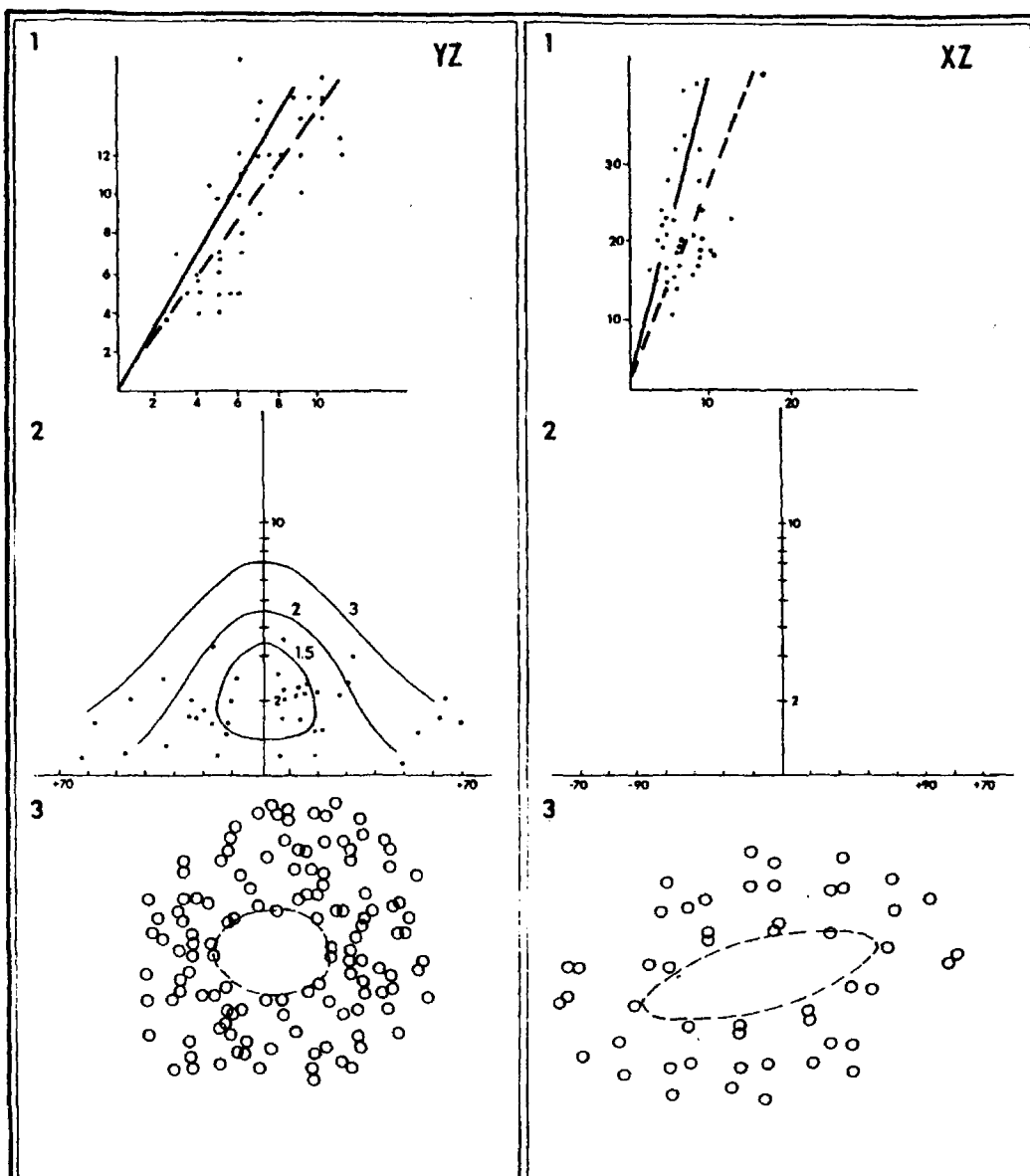
	YZ	XZ
1	2.73	4.45
2	2.5	4.03
3		3
MEDIA	2.61	4.24

FIG.58 d



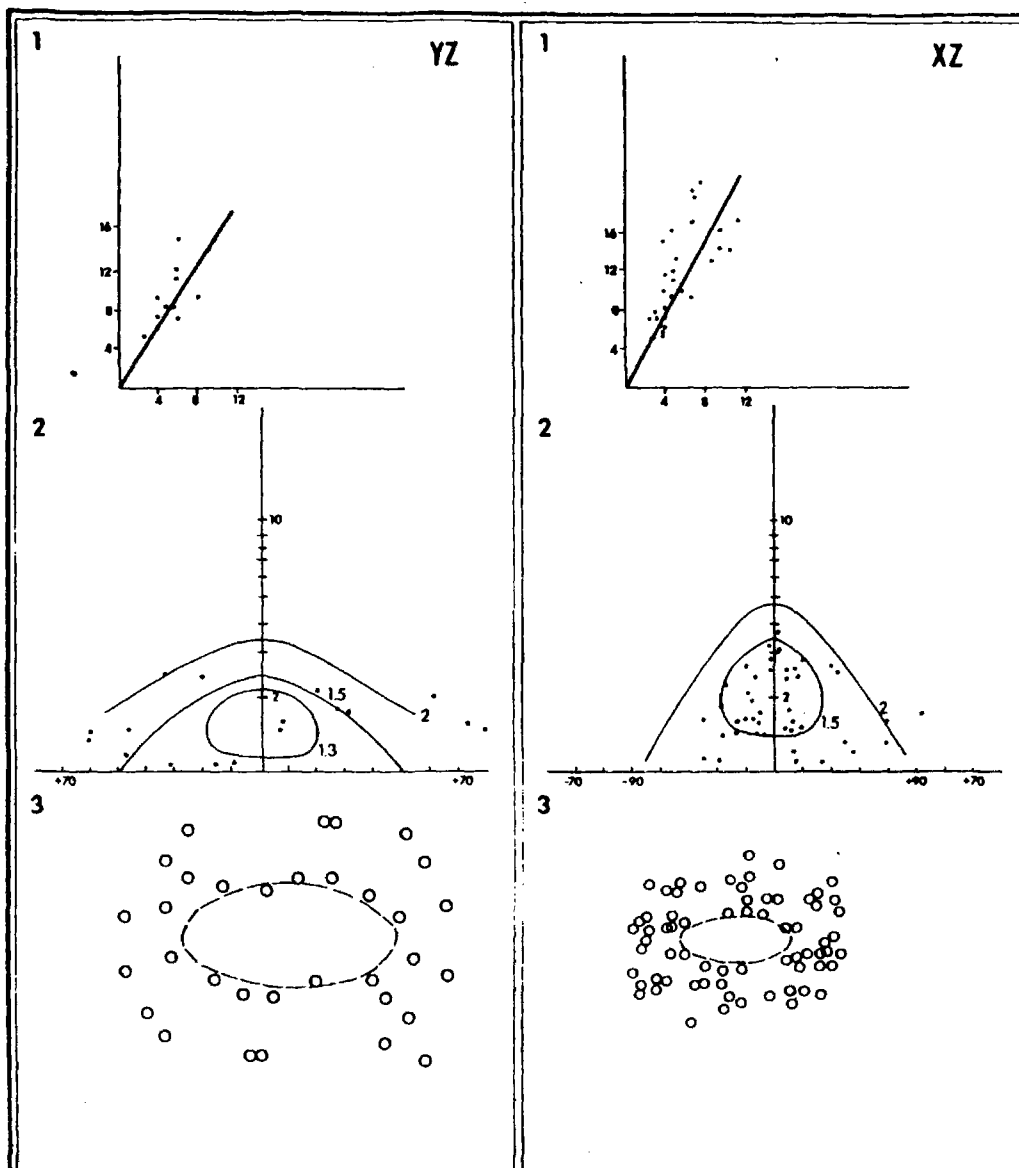
	YZ	XZ
1	1.83	3.28
2	1.8	3.28
3	1.9	3.5
MEDIA	1.84	3.35

FIG. 58 •



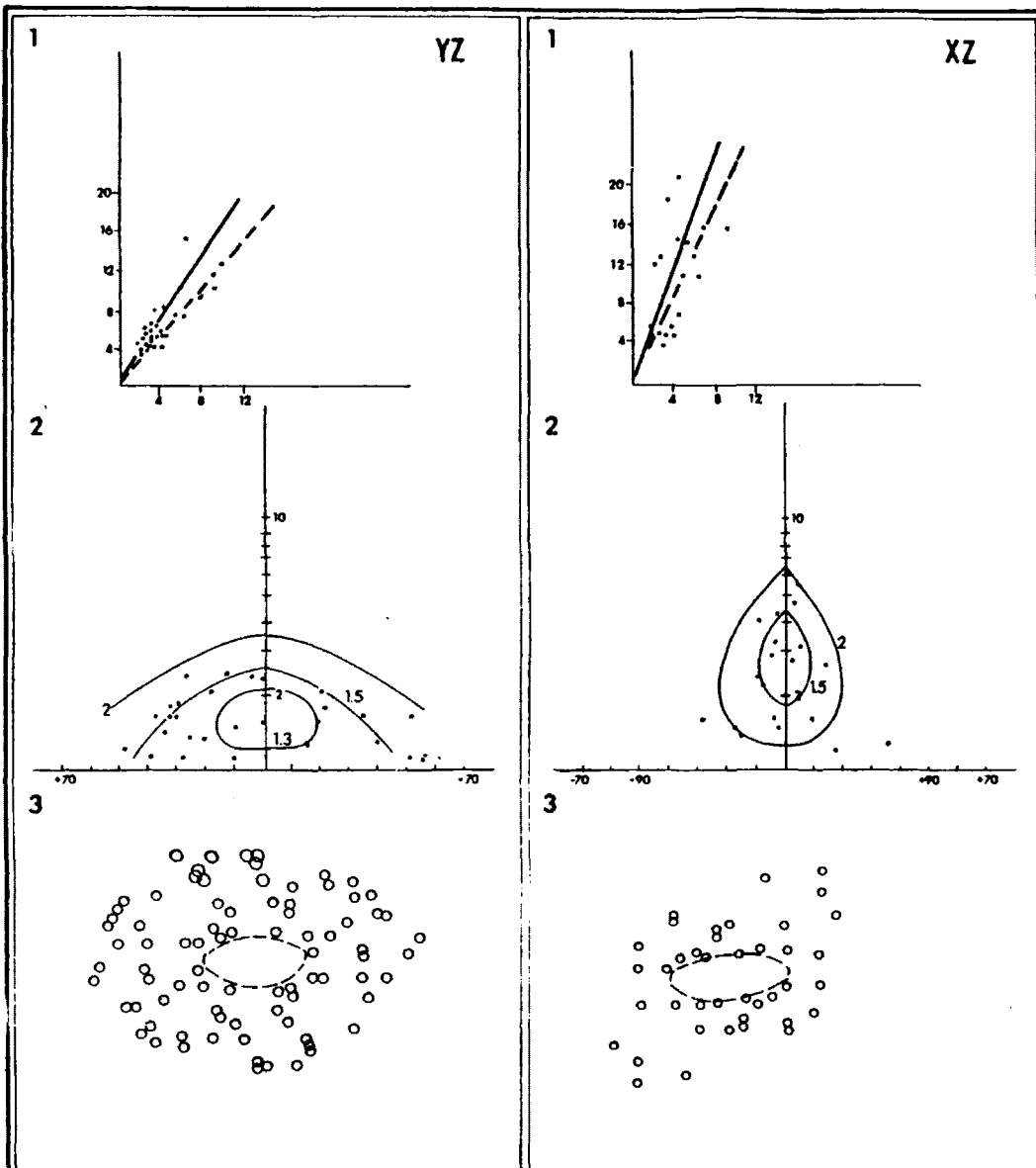
	YZ	XZ
1	1.83	3.37
2	1.85	3.3
3	1.18	3.7
MEDIA	1.84	3.45

FIG. 58 f



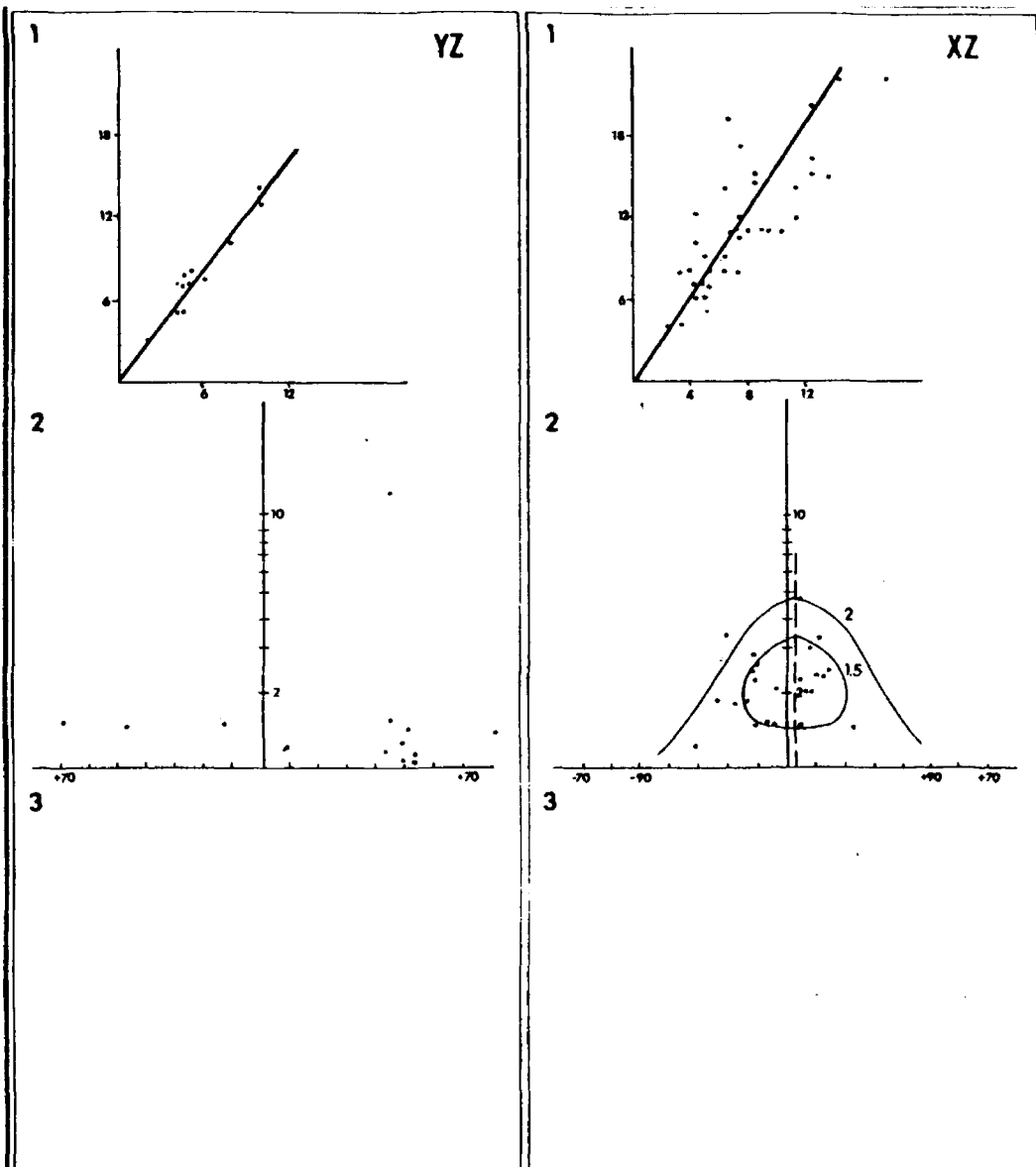
	YZ	XZ
1	1.63	1.88
2	1.65	1.96
3	2	2.1
MEDIA	1.64	1.94

FIG.58 g



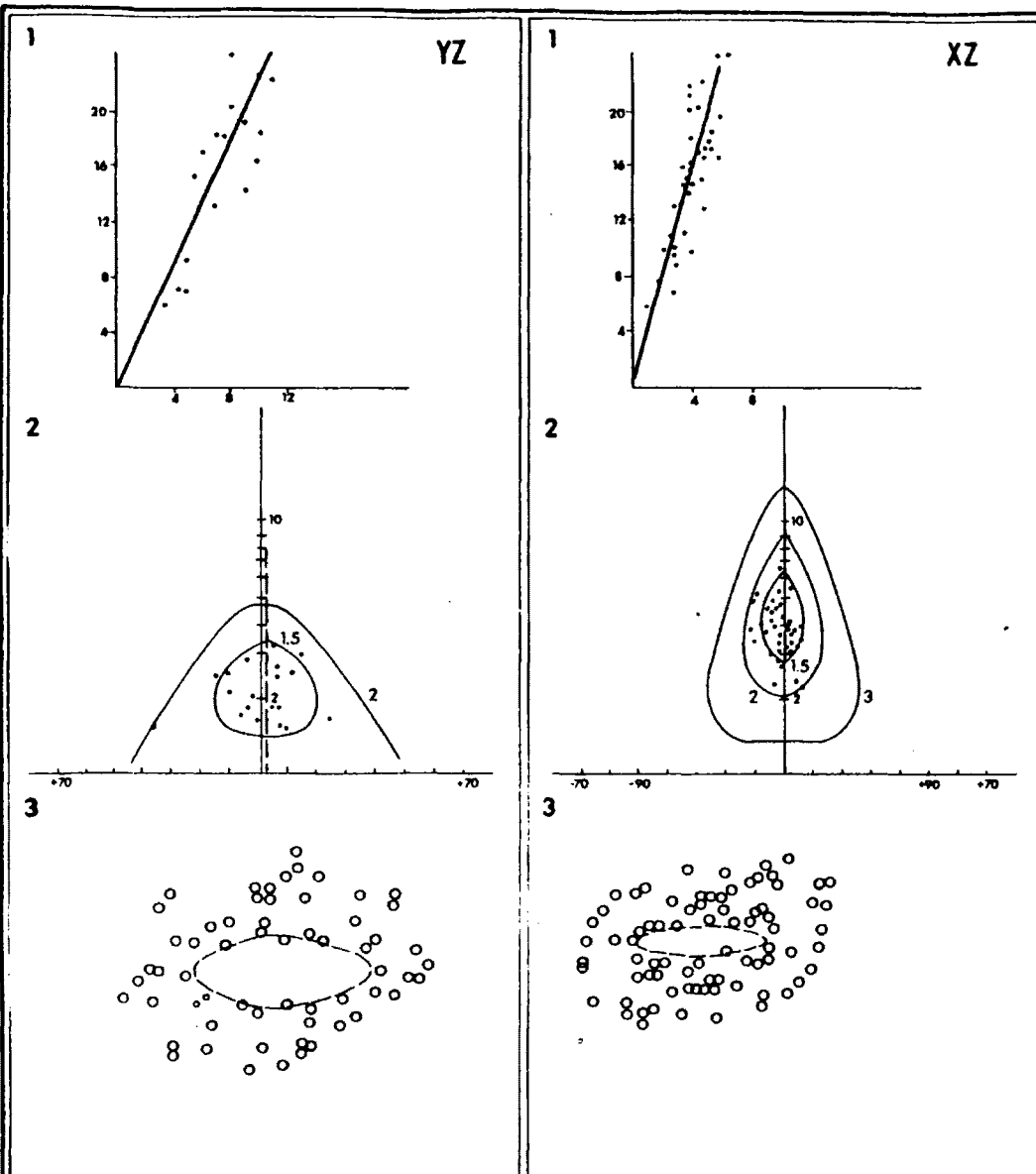
	YZ	XZ
1	1.45	2.46
2	1.49	2.29
3	1.9	2.5
MEDIA	1.61	2.41

FIG.58 h



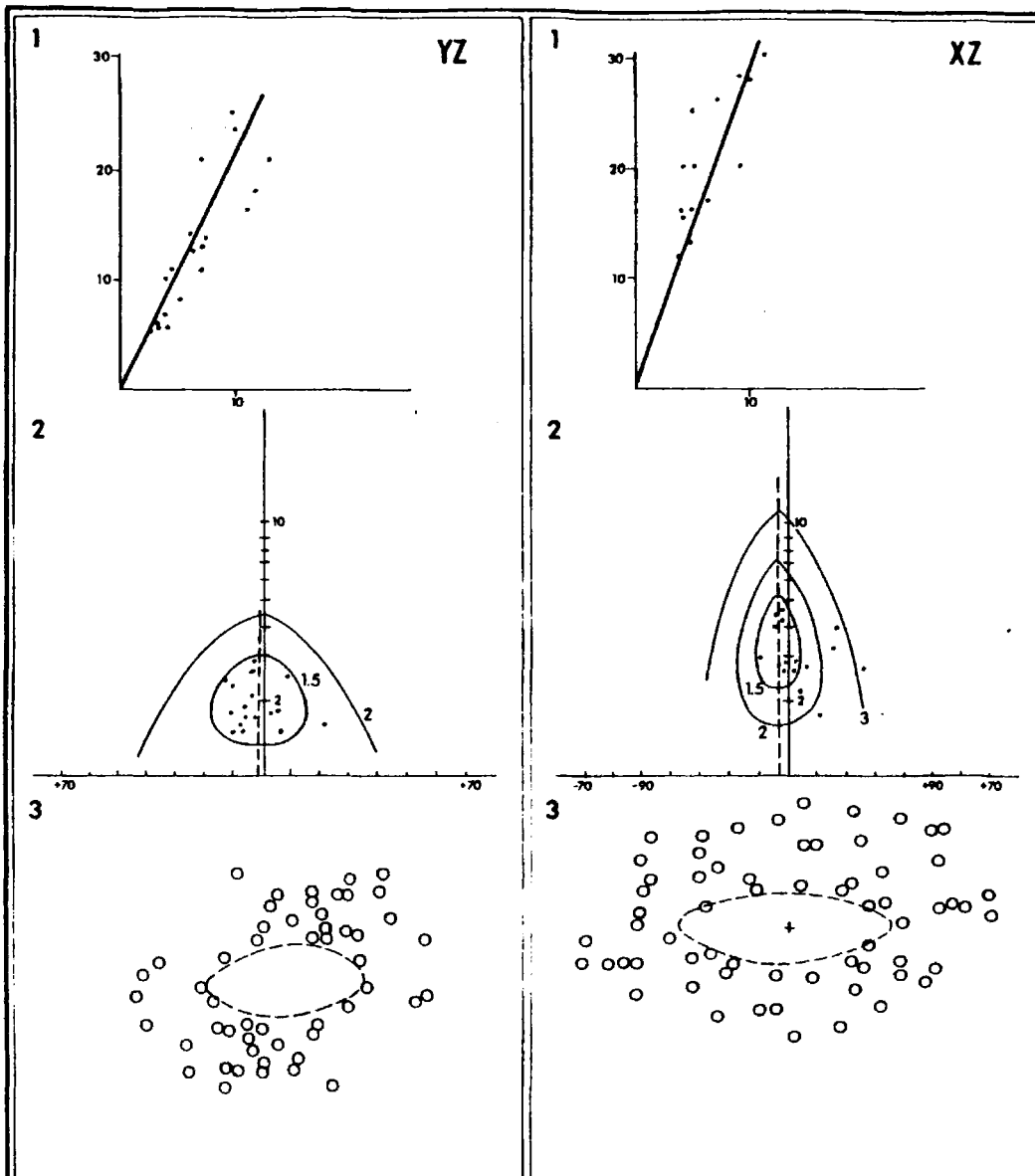
	YZ	XZ
1	135	157
2	1.3	1.9
3	-	-
MEDIA	1.32	1.73

FIG. 58 i



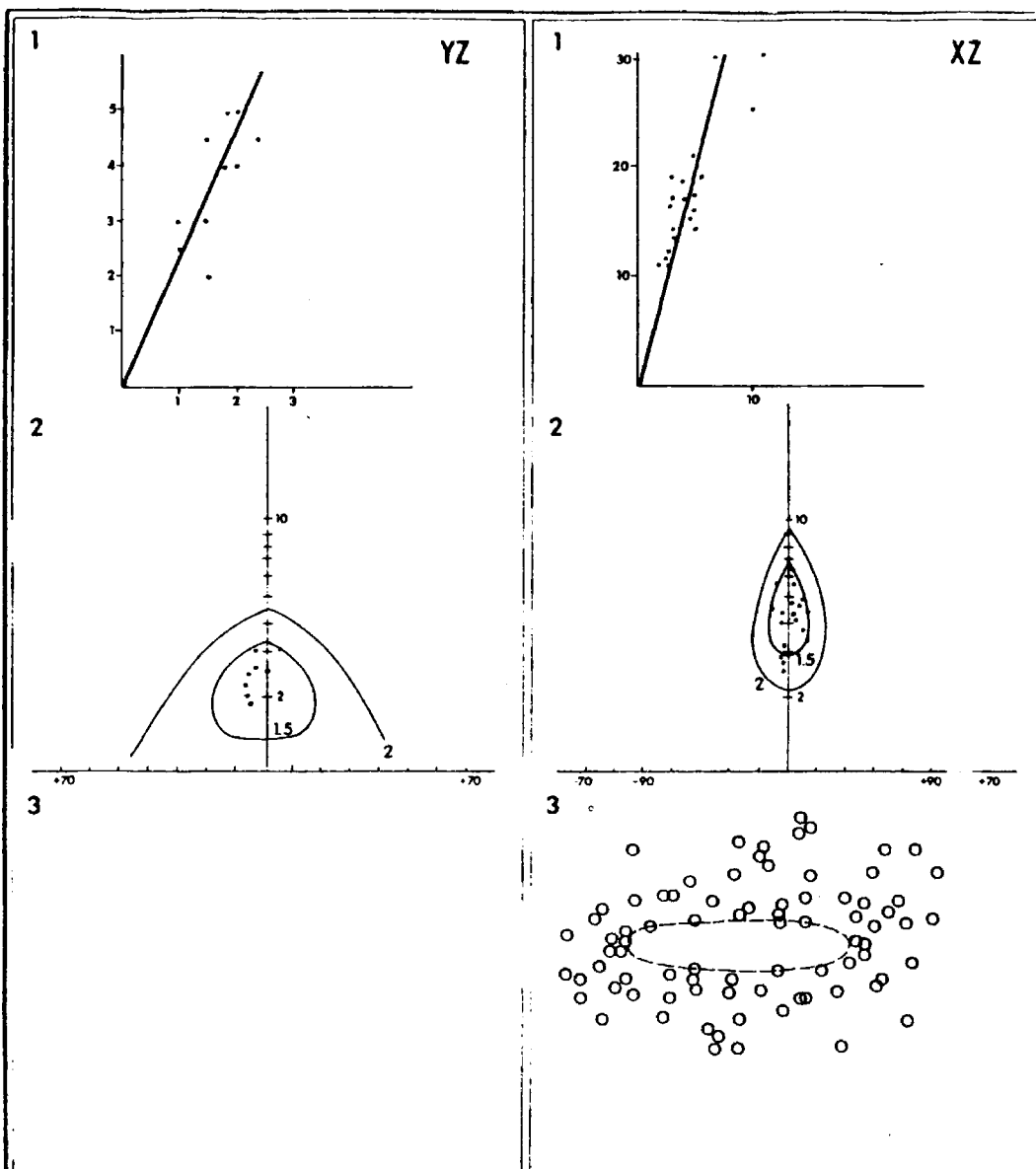
	YZ	XZ
1	2.24	3.75
2	2.15	3.83
3	2.28	3.83
MEDIA	2.22	3.80

FIG. 58 j



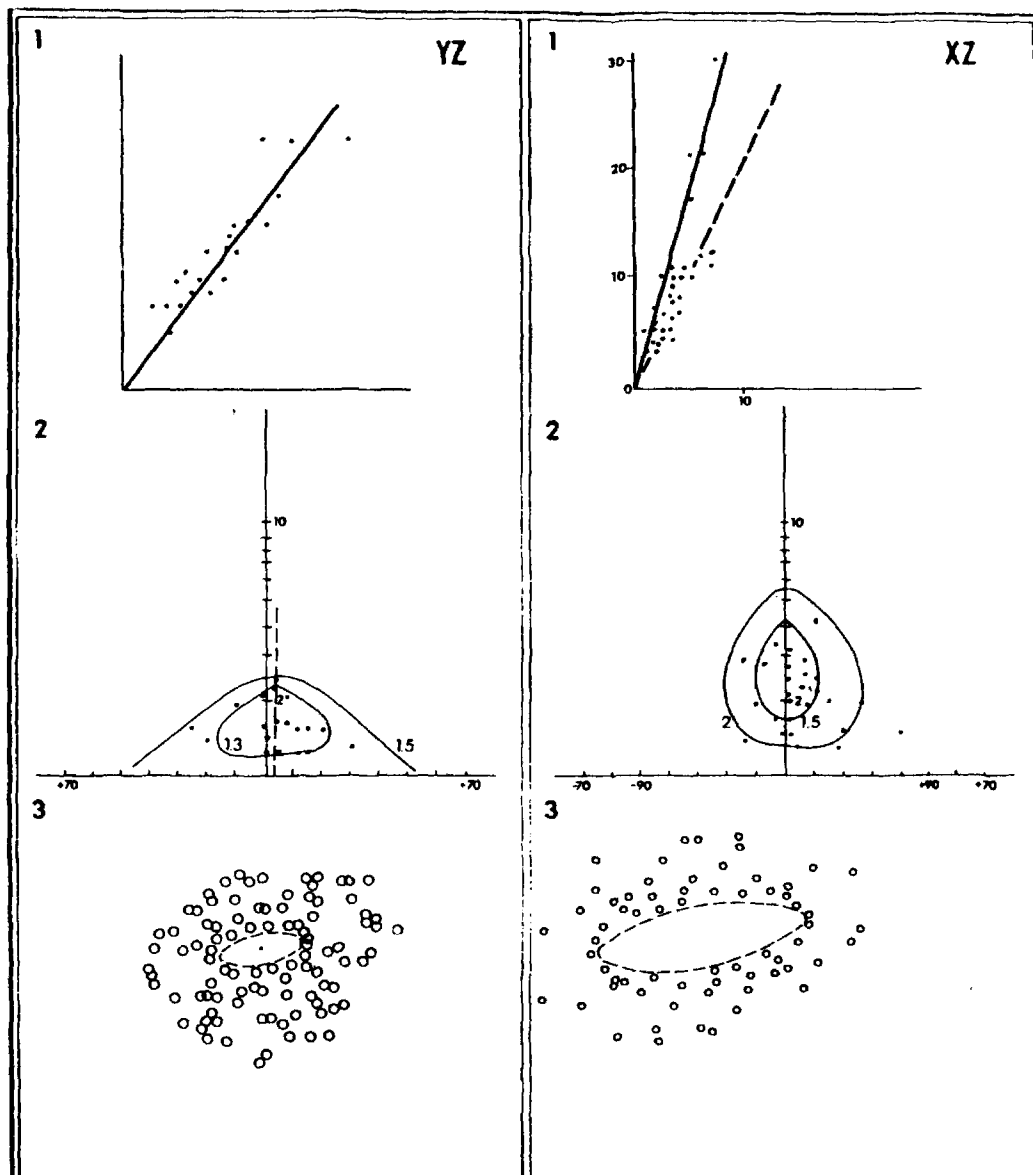
	YZ	XZ
1	2.11	2.79
2	2.11	3.31
3	1.99	2.96
MEDIA	2.07	3.02

FIG. 58 k



	YZ	XZ
1	2.25	3.79
2	1.97	3.96
3	-	4.3
MEDIA	2.11	3.87

FIG.58 I



	YZ	XZ
1	1.4	3.25
2	1.69	2.33
3	2.61	3.03
MEDIA	1.9	2.87

FIG.58 m

N°	MUESTRA	X/Z	Y/Z	X/Y		K
1	Falla Honrubia	5.7	1.94	2.9		2.02
2	G-170	2.2	1.6	1.3		0.5
3	G-231		1.9			
4	G-17	4.2	2.6	1.61		0.38
5	G-168	3.3	1.8	1.83		1.03
6	G.Berzosa Honrubia	3.45	1.8	1.92		1.15
7	G-232	1.9	1.64	1.15		0.23
8	G-169	2.41	1.6	1.50		0.84
9	G-234	1.7	1.3	1.3		1
10	G-37	3.8	2.2	1.72		1.6
11	G-16	3.02	2.07	1.45		0.42
12	G-39	3.85	2.11	1.82		0.73
13	G-115	2.87	1.9	1.5		0.55
14	G-13	2.15	1.41	1.5		1.21
15	G-158	2.37	1.8	1.31		0.38
16	G-15	3.15	1.56	2.01		1.8
17	G-36	3.22	1.4	2.3		3.25
18	G-I1	3.5	2.0	1.75		0.75
19	G-12	3.2	1.95	1.64		0.67

TABLA - I

Representacion diagrama de FLINN

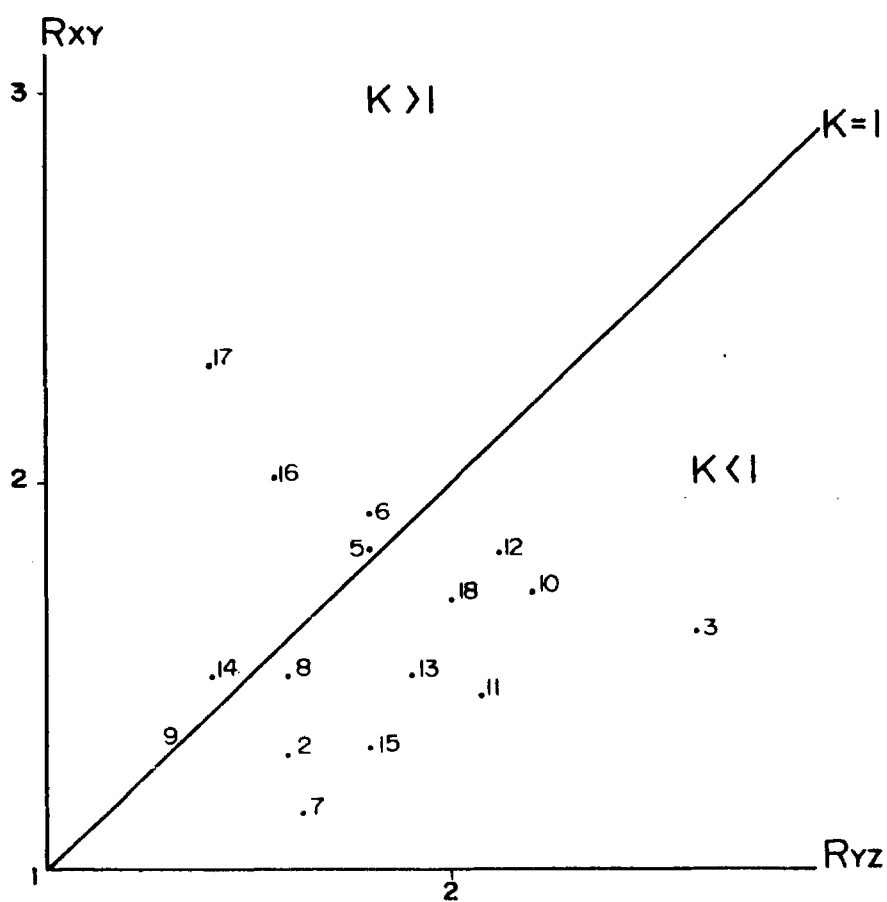


FIG-59

Disimetría de los diagramas de Dunnet.-

De las representaciones realizadas en los diagramas $R_F = f(\alpha)$, se pueden observar dos tipos distintos de disimetrías.

- El primero, consiste en una distribución, de los distintos puntos, no exactamente simétrica con respecto al plano de simetría, definido por $\alpha = 0$. Este hecho se explicaría al ser F_2 una deformación rotacional, y la mayor densidad de puntos a un lado y a otro indicaría una orientación preferencial de los granos de cuarzo, con respecto a la S_2 , y marcaría el sentido de cizallamiento.
- El segundo muestra un cierto desplazamiento, de los valores máximos, a los lados del plano $\alpha = 0$, este hecho se puede explicar bien por lo mismo que el anterior, o por la existencia, de alguna otra fábrica superpuesta anterior. (F_1 ?).

INTERPRETACION

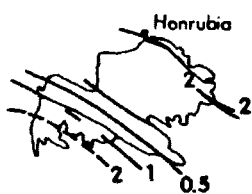
La interpretación cuantitativa de la fábrica de las rocas de la región estudiada, muestra que son tectonitas de tipo "LS" (TURNER y WEIS, 1964) en general, aunque en sectores específicos como los extremos NW y S de la falla de Berzosa las fábricas son más próximas al tipo "L", y en la región central al E de la falla, estas tienden a ser de tipo "S".

- Los datos obtenidos del diagrama de FLINN, de valores de "K", se representaron en el mapa, y a partir de ellos se dibujó un mapa de isolineas para valores de K. Este mapa (Fig.60), muestra como los elipsoides son de tipos constreñido - ($\rightarrow K > 1$) en los extremos NW y S, de la falla de Berzosa. Mientras que en la zona central, son elipsoides aplastado, ($1 > K > 0$), mostrando una clara tendencia, hacia la deformación plana hacia el W de la falla, y en la zona Este de la misma los elipsoides adquieren formas más aplastados.

- También se han representado en dos mapas los valores de X/Z e Y/Z , de la elipse de deformación (Fig.61 y 62). Estos mapas tienen un mayor grado de confianza, ya que en ellos representamos valores medidos directamente de los diagramas. La tendencia mostrada es idéntica a la anterior, siendo los extremos S y NW de la zona de Cizalla de Berzosa, los que muestran un mayor grado de alargamiento en las relaciones entre semiejes de la elipse de deformación para esas secciones.

Esta situación de presencia en zonas próximas a grandes cizallas, de elipsoides aplastados, puede parecer errónea, no obstante evoluciones de elipsoides similares, se encuentran en otras zonas de importantes cabalgamientos, por ejemplo en el Himalaya (PECHER, 1978). A partir de estos datos no nos es posible establecer si existe una pérdida de volumen en la roca, ya que serían necesarias medidas en la tercera sección. Pero es una posibilidad a tener en cuenta.

Parece existir (Fig.61 y 62) una clara relación entre las zonas microestructurales definidas en capítulos anteriores y el tipo de elipsoide, el cual parece mantenerse constante, es decir, con los mismos valores dentro de cada zona estructural.



MAPA VALORES K

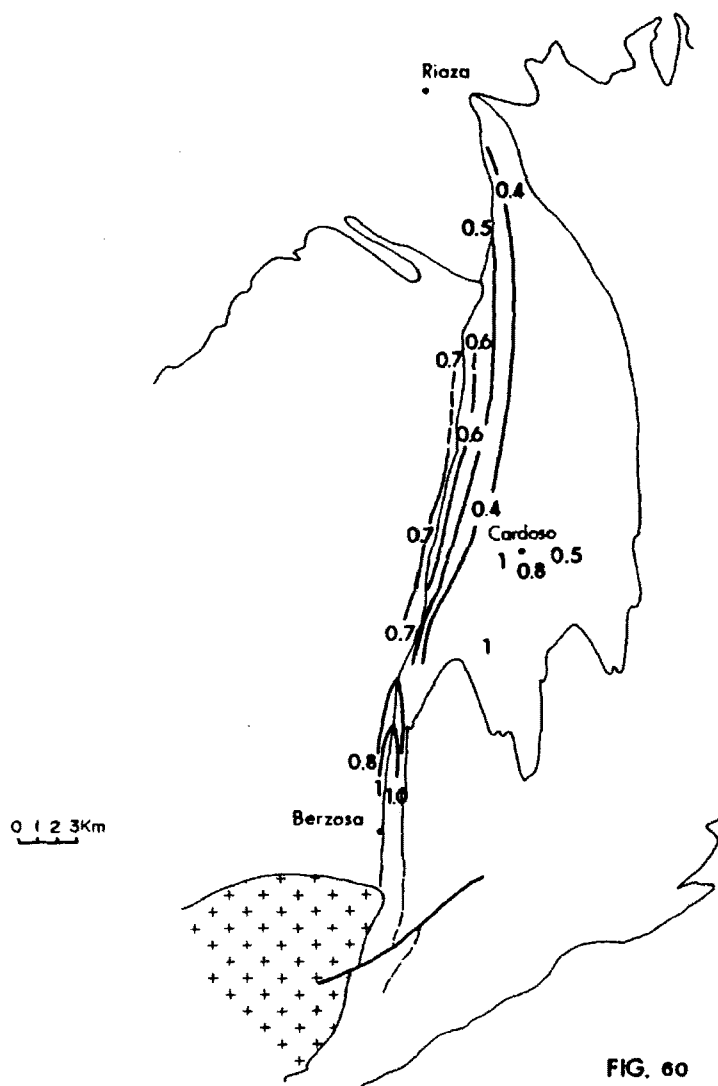


FIG. 60

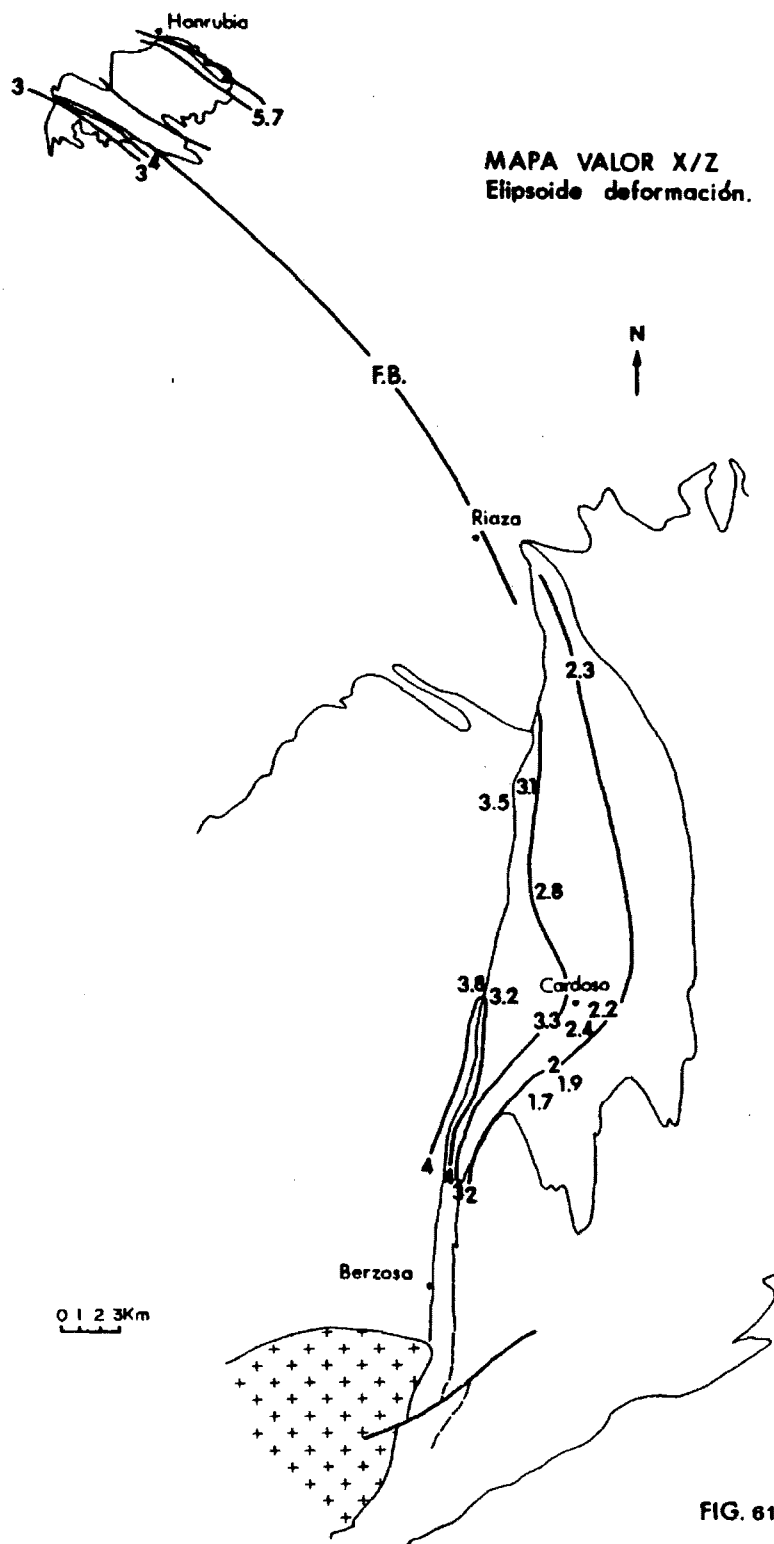


FIG. 61

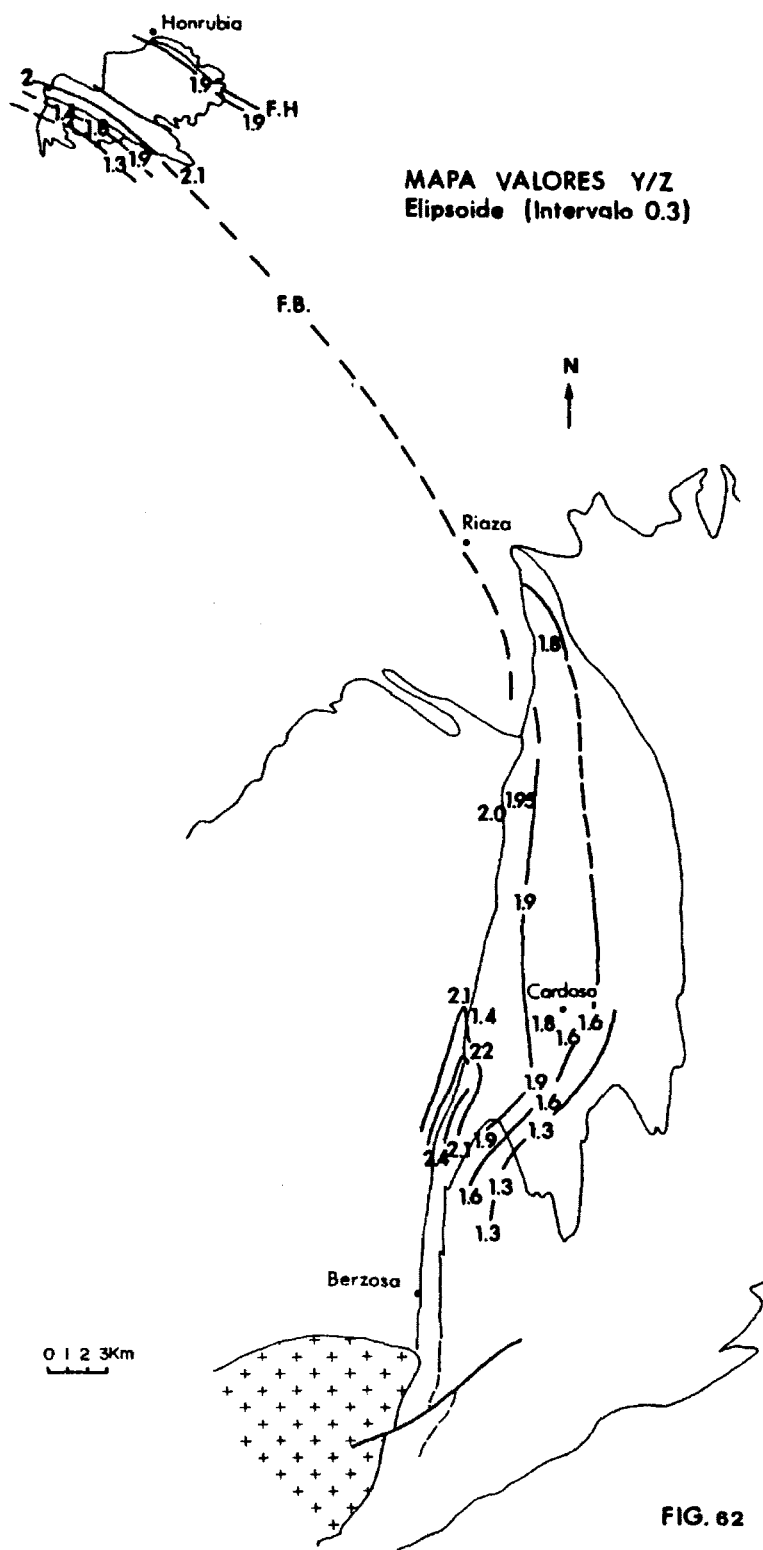


FIG. 62

1.4.2 Deformación por cizalla simple.-

Para poder calcular la cantidad de deformación por cizalla simple relacionada con la zona de cizalla de Berzosa, y debido a las características tan pecu-
liars de esta región, solo se pudo usar un método, basado en la rotación de mar-
cadores microestructurales.

Para llevarlo a cabo, se trabajó sobre secciones orientadas según el plano XZ del elipsoide, en las que se escogieron minerales metamorficos, que por cri-
terios texturales, pudimos determinar su crecimiento durante la deformación.

En cada mineral se midió el ángulo de rotación de las inclusiones internas (ω) (Capítulo 1.3.1), suponiendo que antes de comenzar la cizalla, estas eran paralelas a la esquistosidad exterior (ROSENFELD 1970). Aunque como ya se indi-
có en el capítulo 1.2.1, muchas de las estructuras rotacionales de los porfiro-
blastos, no parecen originarse por rotación del mineral. No obstante y como se
ha demostrado que en algunos casos existe una relación clara entre el ángulo de
rotación y la posición con respecto al P.L.B., pensamos que este método puede
ser utilizable al menos para algunos minerales y siempre desde un punto de vis-
ta relativo y teniendo muy en cuenta estas características.

Por medio de una relación matematicamente sencilla, se puede deducir la re-
lación existente entre la deformación por cizalla (γ) y el ángulo medido (ω)
($\gamma = \omega/2$, NICOLAS, 1984). Hay que tener en cuenta que esto sirve en el caso -
ideal, donde el grano rotado es circular, y no se desplaza, sino que solo gira.

Los valores de rotaciones máximas halladas para los distintos minerales, -
así como su correspondiente deformación por cizalla se muestran en la tabla de
la figura 63. De esta se deduce que los valores máximos corresponden al Granate,
con $\gamma = 1.9$, y los mínimos al Cloritoide y la Biotita, que muestran deformacio-
nes por cizalla pequeñas $\gamma = 0.4$ a 1, y solamente reflejadas al Sur de la traza
de la zona de cizalla.

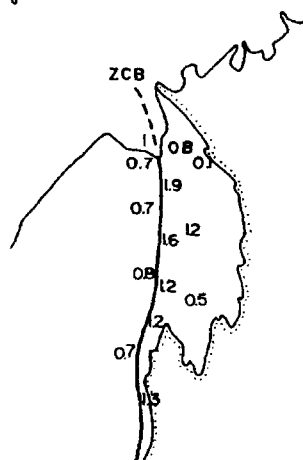
En los casos de la Estauroлита y el Granate, distribuidos por toda la zona,
se observa (Fig.63), como la deformación por cizalla varia, alcanzando los valo-
res máximos, sobre la traza cartografica de la estructura estudiada, y disminu-
yendo en los flancos de la misma.

Los valores obtenidos no son altos, esto se deberia a varios factores: A) que
no se cumplen exactamente las condiciones teoricas enunciadas, B) que al origi-
narse la cristalización del mineral, esta no abarca toda la etapa de cizalla, -
sino que refleja solo una parte de ella, y C) que realmente el porfiroblasto no

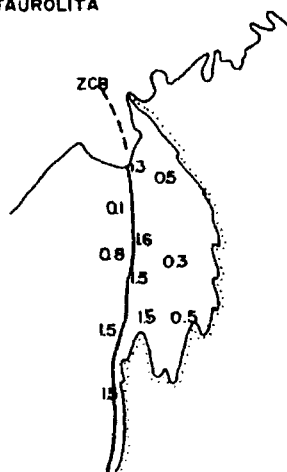
MINERAL	Angulo de rotacion	Deformacion por cizalla
GRANATE	220	1.9
ESTAUROLITA	180	1.57
CLORITOIDE	120	1.04
BIOTITA	52	0.45

TABLA I

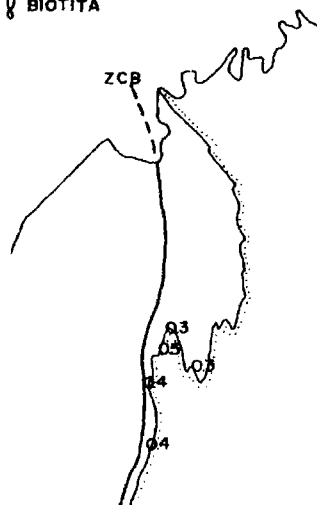
γ GRANATE



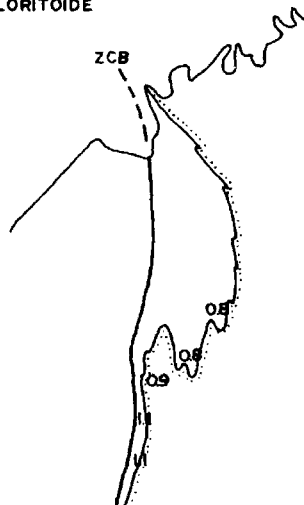
γ ESTAUROLITA



γ BIOTITA



γ CLORITOIDE



rota y crece solo en zonas abrigadas con respecto a la cizalla (modelo de BELL, 1985).

Esta última posibilidad es la que nosotros apoyamos, aunque en los casos - de la Estauroлита y el Granate parece que si existe una relación con la Z.C.B. No obstante los resultados obtenidos para estos dos minerales indicarian valores relativos y mínimos de la deformación por cizalla asociada a la Z.C.B, los valores máximos los encontraríamos en los granates crecidos exactamente sobre - el P.L.B.

2.II. EL METAMORFISMO.

II.0 INTRODUCCION

El conjunto rocoso descrito en los capítulos anteriores, ha sufrido una importante reconstrucción metamórfica durante el ciclo de deformación Hercínico. - Como ya indicamos estos procesos metamórficos se desarrollan sincronicamente con las dos primeras etapas de deformación de dicho ciclo.

El proceso metamórfico ha sido objeto de numerosos estudios, entre los que destacan, los de GARCIA CACHO (1973), LOPEZ RUIZ et al (1975), ARENAS (1979) y CASQUET y NAVIDAD (1985).

El estudio del metamorfismo en este trabajo está encaminado más que al establecimiento de las condiciones geotermobáricas, a la determinación de las relaciones con el proceso tectónico: el funcionamiento de la Z.C.B.

Para ello nuestro estudio se apoya, principalmente en el análisis de las relaciones blastesis-deformación en las rocas de naturaleza pelítica y en las venas de segregación de cuarzo, cuyo origen parece ligado a la actividad de la falla. Estas últimas contienen frecuentemente silicatos aluminicos (Al_2SiO_5), a veces de gran tamaño, cuyas relaciones texturales son de gran valor para el conocimiento de la evolución metamórfica de esta región.

11.1 ZONACION METAMORFICA

En base a las paragénesis minerales existentes tanto en las metapelitas como en las venas de segregación, se distinguen dentro del sector estudiado las siguientes zonas metamórficas, que de menor a mayor grado, (desde el Este hacia el Oeste) son: Zona del Granate (grado bajo), Zona del Cloritoide (parte alta - del grado bajo), Zona de la Estaurolita (grado medio), Zona de la Sillimanita - con Moscovita (parte alta del grado medio), esta última con dos subzonas, una - con andalucita y sillimanita, y otra con distena. Esta sucesión es equiparable a la establecida por CASQUET y NAVIDAD (1985).

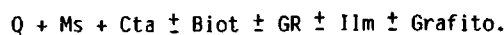
Hay que indicar que en el macizo de Honrubia no se alcanza las condiciones de grado alto (moscovita menos), mientras que en Somosierra y al Oeste del sector estudiado, si se alcanza dicho grado apareciendo feldespatos potásicos metamórficos (GARCIA CACHO, 1973; LOPEZ RUIZ et al, 1975).

Esta sucesión mineral no solo corresponde a unas condiciones de presión y temperatura variables regionalmente, si no también a un imperativo composicional, como ha sido establecido por ARENAS (1979).

Por último indicar que la zona de la sillimanita con moscovita y especialmente las dos subzonas con Al_2SiO_5 , que contiene esta, discurren notablemente paralelas a la traza cartográfica de la Z.C.B.

ZONA DEL GRANATE

Esta zona ocupa poca extensión en el área estudiada, tanto en la región de Somosierra como en el macizo de Honrubia (Pizarras de Pradena) (Fig.64). Las asociaciones minerales corrientes en las metapelitas son:



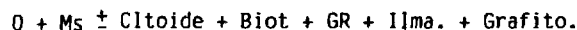
En esta zona prácticamente no existen las venas de segregación de cuarzo, y estas son siempre estériles.

ZONA DEL CLORITOIDE

Las rocas con cloritoide y sin clorita forman una estrecha banda que marca el límite superior del grado bajo. Dichas rocas sólo se observan en la región de Somosierra-Buitrago, donde definen una zona paralela a grandes rasgos a la antiforma de El Cardoso. (Fig.64). En el Macizo de Honrubia dicha zona no existe probablemente por haber sido eliminada por el funcionamiento de la falla de Honrubia (GONZALEZ CASADO, 1982).

El límite oriental de esta región no ha podido ser precisado en este trabajo. El límite occidental se establece coincidiendo con la primera aparición de estaurólita, como se verá progresiva sobre el cloritoide.

La paragénesis corriente en esta zona es:



Existe una etapa tardía de transformaciones retrógradas de cloritoide a clorita y moscovita. (GARCIA CACHO, 1973).

Las venas de segregación son escasas, y siempre estériles, aunque alguna vez pueden atrapar cloritoides en su interior.



LEYENDA



ZONA CLORITOIDE



ZONA GRANATE

FIG. 64



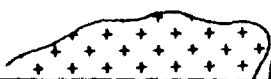
Z.C.B.

Rioza

Cardoso

0 1 2 3km

Berzosa



ZONA DE ESTAUROLITA

Queda definida por la presencia de estaurolita estable y es la zona que alcanza mayor desarrollo espacial en el área estudiada.(Fig.65).

En el Macizo de Honrubia esta zona se adosa directamente a la del granate, mediante la Falla de Honrubia, que es la responsable probablemente de la ausencia de la zona de cloritoide en este macizo.

En la región de Buitrago-Somosierra, el límite entre las zonas de la estaurolita y el cloritoide es una ancha banda divariante de unos 500 a 700 metros - de anchura, en la que coexisten ambos minerales, con relaciones de reemplazamiento progresivo del cloritoide por la estaurolita.

El límite occidental de esta zona se encuentra siempre a unos cuantos cientos de metros al Oeste de la Z.C.B., la estaurolita aquí es un mineral más escaso comparativamente con el labio oriental de la falla. Este hecho puede deberse al fuerte cambio composicional en las rocas de este sector (ARENAS et al, 1980). No obstante incluso lejos de esta zona, ya dentro de las regiones de Alto grado que forman la mayor parte del Guadarrama puede aparecer puntualmente algo de estaurolita con texturas de mineral relictos (TORNOS, 1981).

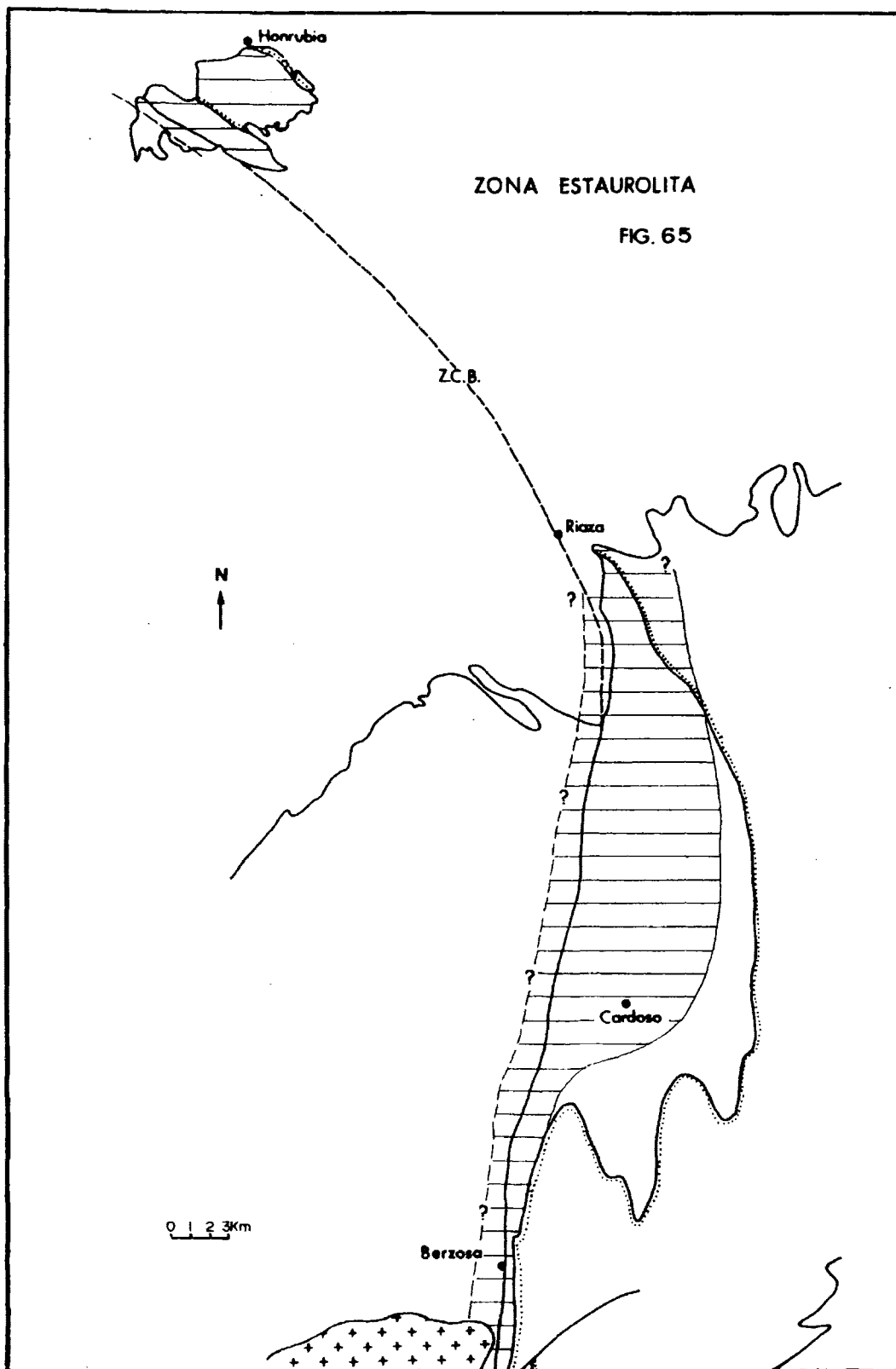
La paragénesis habitual es:

$Q + \text{Biot} + \text{Ms} + \text{St} + \text{GR} \pm \text{Ilm} \pm \text{Grafito}.$

Las venas de segregación tienen bordes maficos ricos en estaurolita, granate y biotita, pero no se encuentra contenido en su interior ningún otro tipo de mineral distinto del cuarzo.

ZONA ESTAUROLITA

FIG. 65



ZONA DE LA SILLIMANITA + MOSCOVITA

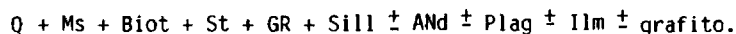
Esta zona adquiere una notable extensión cartográfica, quedando su límite occidental ligeramente fuera del área estudiada, pues en ella nunca alcanzamos la zona del feldespato potásico o de desaparición de moscovita, es decir, no se llega a condiciones de migmatitas (grado alto).

El límite Este discurre notablemente paralelo al P.L.B. en el labio oriental, es decir, se solapa unos cuantos miles de metros sobre las rocas con estaurolita (Fig.66).

Dentro de esta zona con sillimanita se pueden separar dos importantes subzonas, que como ya indicamos son paralelas a la Z.C.B., estas son subzona de andalucita, situada al Este del P.L.B y subzona de distena, que se localiza al Oeste del P.L.B. Las características de cada una son:

Subzona de andalucita.-

El área donde aparece esta subzona es muy reducida, pues solo se encuentra en las cercanías del plano límite de bloques, en su lado oriental. En ella la paragénesis mineral corriente es

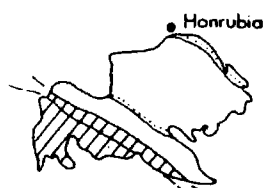


La sillimanita está asociada generalmente a la biotita, en forma de fibrolita, que en algunos casos describen numerosos plieguecillos. En contra de lo propuesto por otros autores, existe muy poca sillimanita relacionada con la estaurolita (LOPEZ RUIZ et al, 1975).

Las andalucitas en rocas pelíticas y en equilibrio textural con los otros minerales, son casos muy puntuales (Fig.67). Esto puede deberse o estar condicionado por la composición inicial de la roca, que solo permite la formación de esta en puntos muy localizados.

La plagioclasa es un rasgo particular de esta subzona, y en particular -- del Macizo de Honrubia, donde se encuentra como porfiroblastos albiticos con inclusiones rotacionales. El origen de estas plagioclasas en la roca, composicional o metamórfico es por el momento problemático. No obstante, WATKINS (1983) describe porfiroblastos semejantes también albiticos, en relación con el Moine Thrust que interpreta como producto de reacciones progresivas entre los minerales de la roca al cambiar las condiciones metamórficas, como ocurre cuando se produce el funcionamiento de una zona de cizalla.

En esta subzona existen numerosos tipos de venas, que se pueden dividir en:



ZONA DE APARICION
DE SILLIMANITA

FIG.66



Z.C.B.

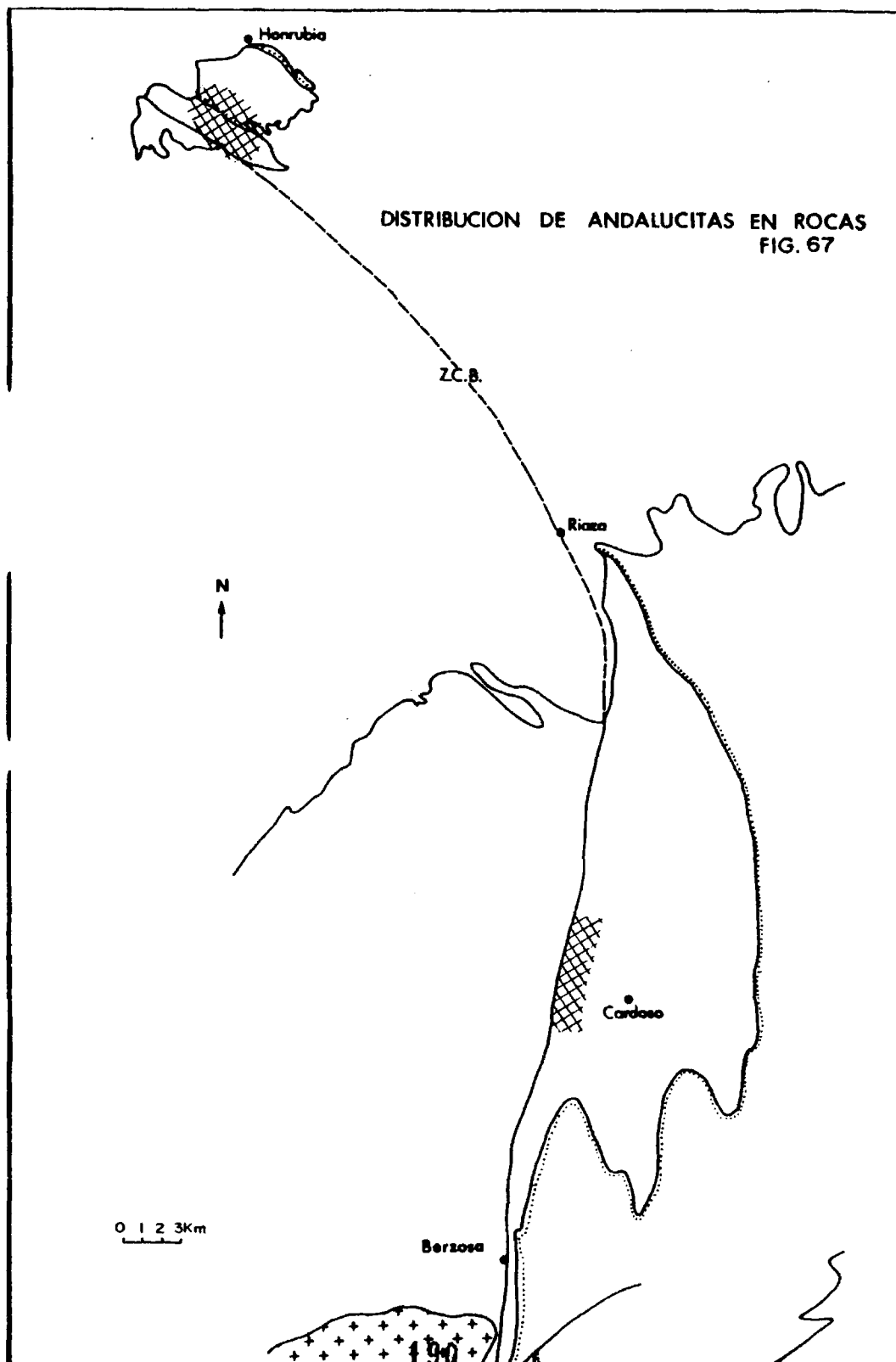
Rioza

Cardoso

Berzosa

0 1 2 3Km





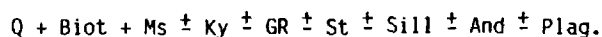
- Venas con albita, son de caracter pegmatítico y tempranas (pre-F₂) pues estan deformadas por esta fase.
- Venas pegmatíticas con Andalucita. (Fig.68j). Son venas muy numerosas, - siempre de caracter tardio, en ellas se observa como la andalucita es pos-F₂, ya que esta atrapa en su interior sillimanitas, estaurolitas y granate del borde fémico de la vena, presentando sus cristales un alto grado de idioblastismo. Las andalucitas estan creciendo también claramente sobre los cristales de plagioclasa existentes en estas venas, y de gneises más antigua. Por todo ello pensamos que la andalucita tiene un claro crecimiento post-F₂.

En estas venas y con posterioridad a la genesis de la andalucita, existe una importante etapa hidrotermal en la cual se forman moscovitas, que reemplazan a la andalucita. Por último las moscovitas son reemplazadas - por clorita.

- Venas de segregación con sillimanita, estas venas solo contienen cuarzo con fibrolita, en masas fuertemente orientadas o inclusiones con pequeños plieguecillos, sin mostrar relación alguna de transformación con otros - polimorfos de silicato aluminico.

Subzona de distena.-

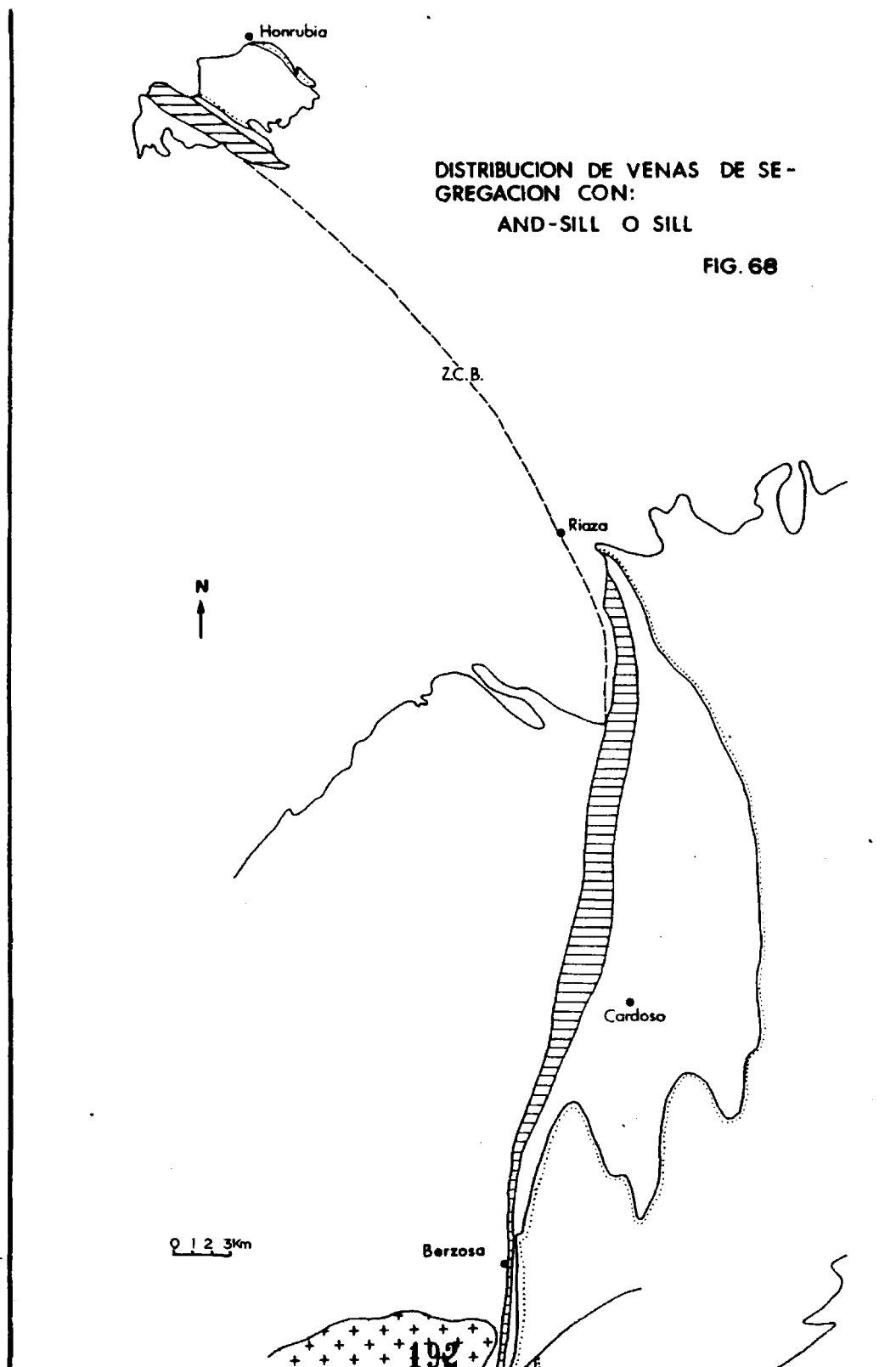
Discurre paralela a la traza de la falla, en su labio occidental, con una importante anchura (Fig.69 y 70). Se caracteriza principalmente por la presencia de distena en roca, y en venas de segregación. La paragénesis habitual es:

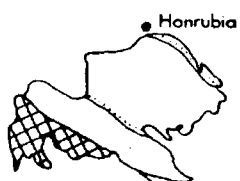


La sillimanita se asocia normalmente a la biotita, con una marcada orientación con respecto a la esquistosidad.

No se observan reacciones de transformación a distena, por lo cual esta - puede tener el origen propuesto por ARENAS et al. (1980) a partir de pirofilita. No obstante si se observan transformaciones muy localizadas de distena a andalucita y de esta a fibrolita, como las descritas por ARENAS (1979). Los granates pueden estar incluidos en estaurolita y comienzan a observarse transformaciones retrometamórficas de este mineral.

Las venas de segregación que se encuentran en esta subzona (Fig.70), muestran una cierta polaridad, así hacia el Este dominan las venas con distena, an-





Monrubia

ZONA DE DISTRIBUCION DE
DISTENA EN PELITAS

FIG. 69

Z.C.B.

N
↑

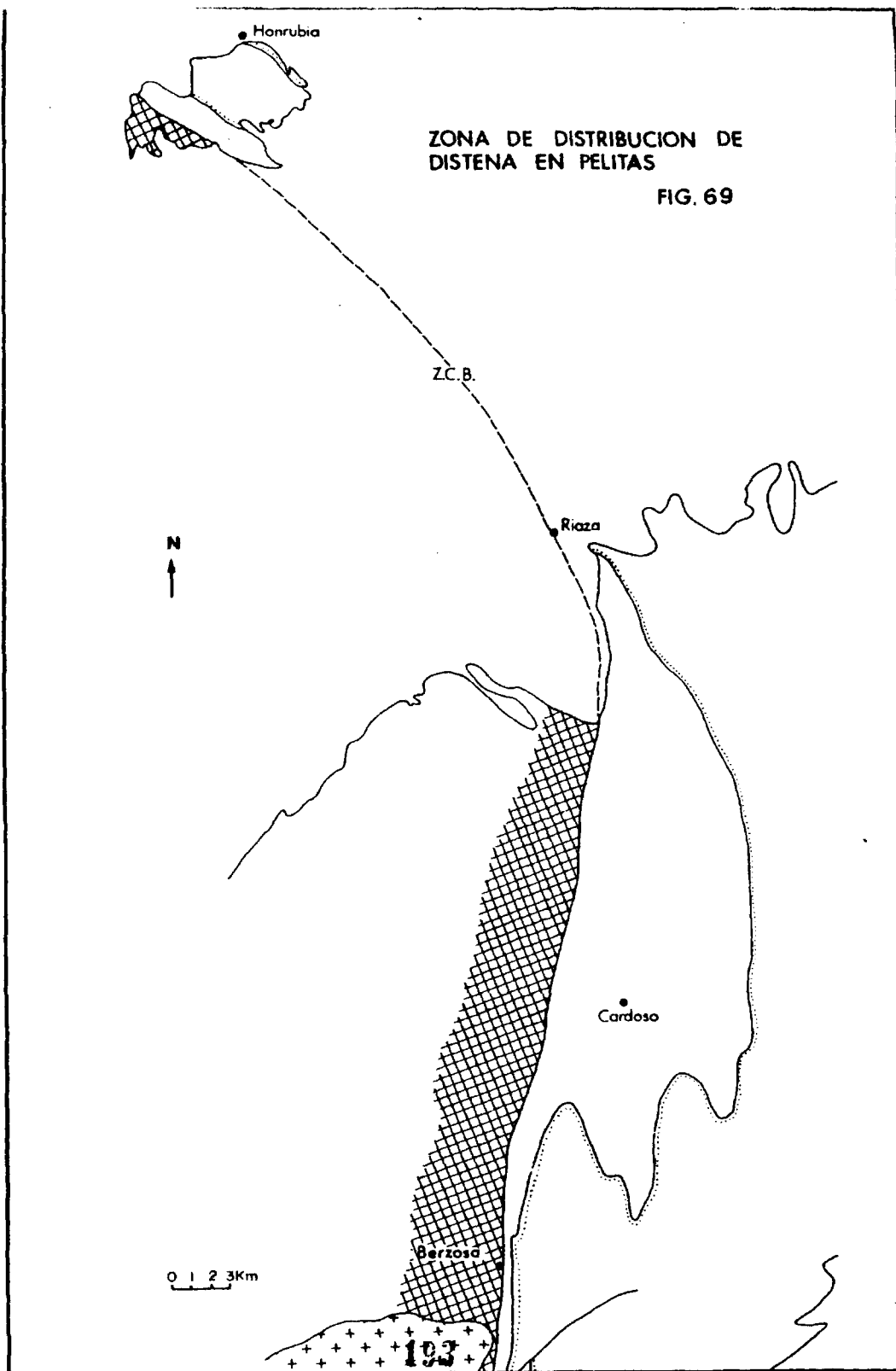
Rioza

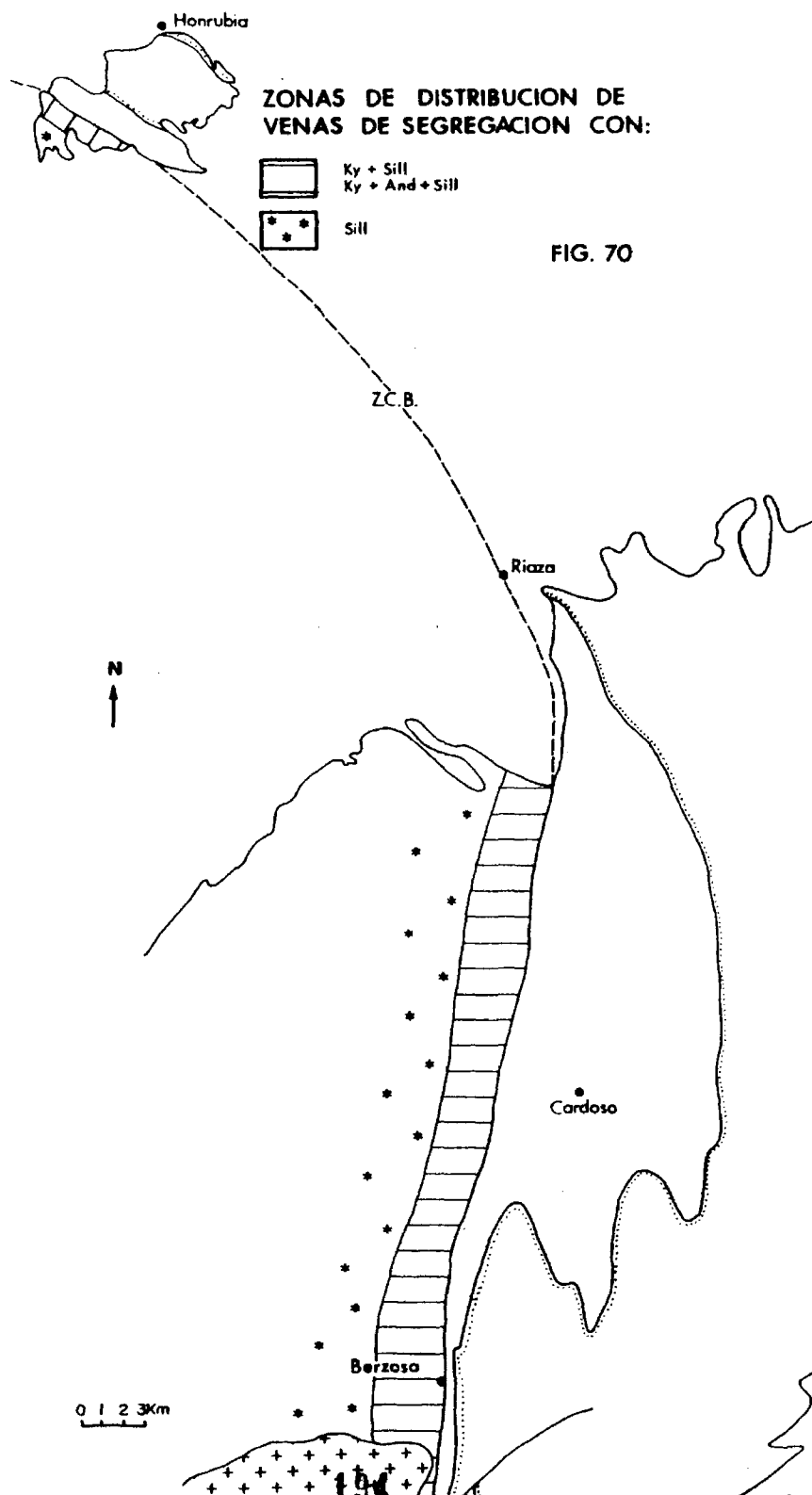
Cardoso

Barzosa

0 1 2 3Km

193





andalucita y sillimanita, en ellas se observa siempre un orden de transformación igual al descrito en rocas pelíticas, en el sentido distena, andalucita, sillimanita. La distena está fuertemente orientada según L_2 , muestra un crecimiento sin- F_2 , mientras que los reemplazamientos de andalucita y sillimanita, son más tardíos, probablemente sin- F_2 (tardío) y tardía post- F_2 , respectivamente.

En el límite Oeste de esta subzona, dominan las venas con distena transformada en parte o del todo a sillimanita, definiendo agregados de sillimanita pseudomorfos de distena. Por último existen en toda esta región alteraciones hidrotermales tardías de distena a moscovita, al igual que ocurría en el otro flanco de la zona de cizalla.

Las venas de segregación con sillimanita solamente, bordean a esta subzona, ya fuera de la misma, en su parte occidental.

Las andalucitas de este sector muestran casi siempre importantes poligonizaciones, originadas probablemente al final de la segunda fase.

11.2. RELACION BLASTESIS-DEFORMACION

Los autores que estudiaron las relaciones entre la génesis mineral y la de formación (GARCIA CACHO, 1973; LOPEZ RUIZ et al, 1975; FERNANDEZ CASALS, 1976; ARENAS, 1979), muestran las relaciones existentes entre las dos primeras fases hercínicas y la blastesis en la región de Buitrago-Riaza.

Posteriormente se observan las importantes relaciones existentes entre la Z.C.B. y la blastesis mineral. Siendo el primer intento de relacionar la blastesis mineral con el funcionamiento de la Falla de Berzosa, el realizado por GÓNZALEZ CASADO (1982) en el Macizo de Honrubia.

En este capítulo se reinterpretaban sobre la base del análisis textural las relaciones blastesis deformación a lo largo de todo el tramo de la Z.C.B. incluido en este trabajo. Se proponen para la representación de dichas relaciones, un nuevo tipo de diagrama que permite resaltar el factor espacial.

Hay que resaltar que la mayor parte de las interpretaciones sobre las etapas de crecimiento mineral se basan en los criterios texturales expuestos en los capítulos anteriores (Ver apdo. 1.3.1.).

II.2.1 ROCAS PELITICAS

Cuarzo.-

Dada la facilidad con que este mineral recrystaliza, el cuarzo experimenta importantes modificaciones de tamaño y forma, en todas las zonas metamórficas.

En las zonas más externas (Ver Apdo. I.3.3) pueden conservarse granos - proterogenos detríticos o volcánicos (en los porfiroides) fuertemente recrystalizados.

Biotita.-

Este mineral es esencialmente sincinemático, con respecto a la segunda - fase (sin-F_2), en las tres zonas próximas a la Z.C.B (Fig.71). También muestra un claro caracter inter-fase ($\text{inter F}_1\text{-F}_2$), bien como metablastos en la zona del granate, cloritoide y parte de la zona de la estaurolita, o en forma de restos de charnelas poligonizadas en el interior de microlitos, en la parte occidental de la Z.C.B. (Fig.71).

Con posterioridad a la segunda fase, se observan crecimientos esporádicos, bien rellenando fracturas de tensión abiertas en estaurolitas más antiguas (sin-F_2), o como producto de transformaciones retrometamórficas de otros minerales (p.e. granate).

Moscovita.-

Al igual que ocurre con la biotita, este mineral define tanto la primera esquistosidad como la segunda, no existiendo practicamente porfiroblastos inter-fase ($\text{inter F}_1\text{-F}_2$). Por tanto existe blastesis del mismo durante estas dos etapas.

Después de la segunda fase, hay una importante etapa de formación de moscovitas hidrotermales. Estas pueden aparecer bien como cristales armados que reemplazan a otros minerales, o como transformaciones hidrotermales de distenas y andalucitas.

Clorita.-

Existente en el extremo más oriental de la zona de trabajo, se presenta

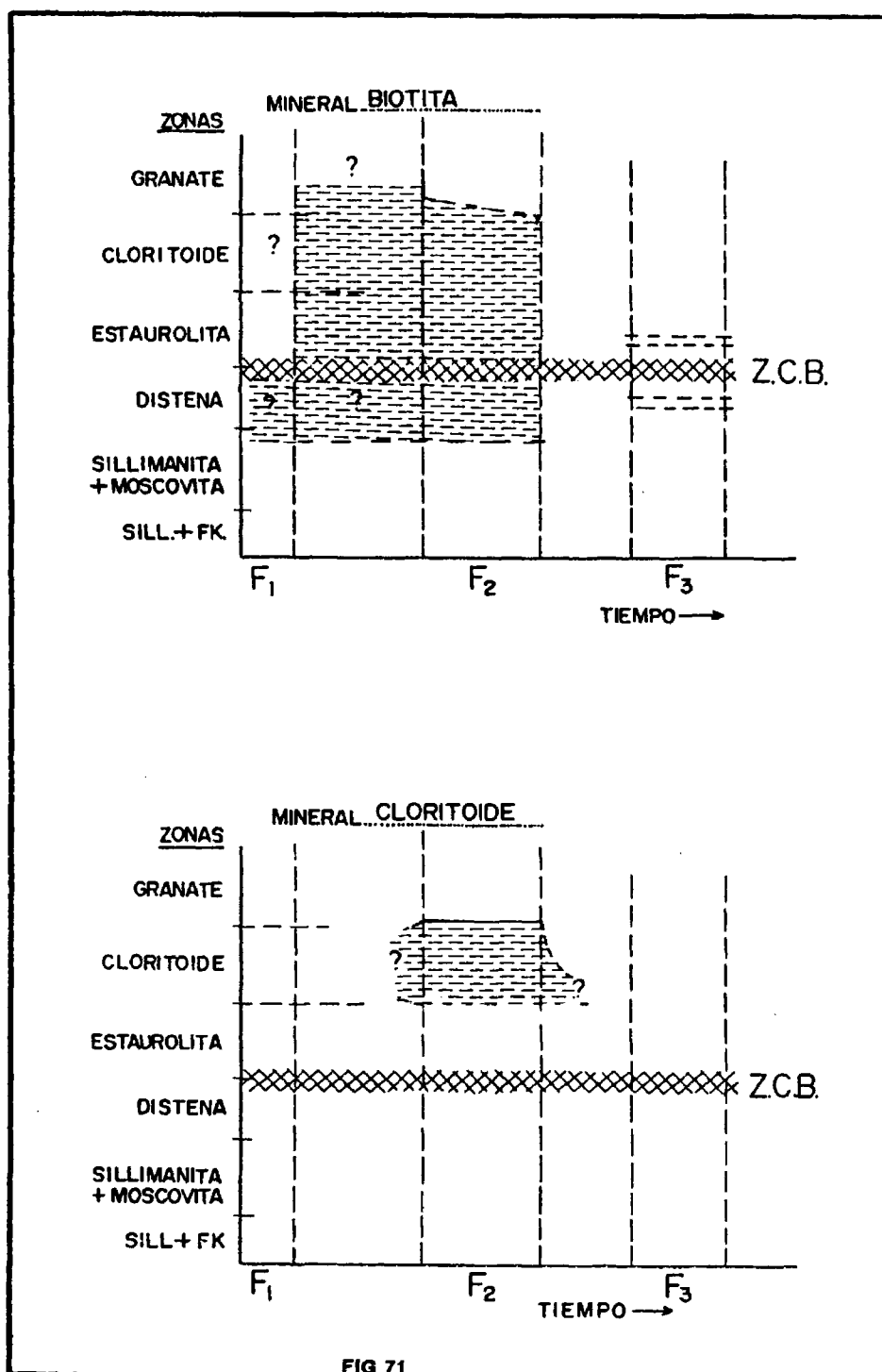


FIG 71

como pequeñas pajuelas definiendo la esquistosidad, o como metablastos pequeños cruzados y envueltos por la esquistosidad, con desarrollo de sombras de presión, de donde se deduce su probable carácter Pre-F₂.

Existe también una importante etapa de formación de clorita, como crecimientos tardíos a partir de otras fases, minerales que se están desestabilizando (p.e. Biotita, Granate, Cloritoide, etc.). Esta etapa se produce con posterioridad a la segunda fase.

Granate.-

La blastesis del granate, parece mostrar una clara evolución espacio-temporal, como ya indicaran CASQUET y NAVIDAD (1985), este mineral crece en los puntos más alejados de la Z.C.B., durante la interfase F₁-F₂, mientras que en las proximidades de este accidente tectónico es sin-F₂.

El análisis de las microestructuras del granate, indican un claro carácter sin-F₂ en zonas próximas al Z.C.B., tanto al Este como al Oeste del mismo, mientras que en puntos más alejados parece que existen casos de granates inter-F₁-F₂ o incluso más antiguos (Fig.72).(LAMINA 11)

Cloritoide.-

Las inclusiones internas en el cloritoide en el caso de las áreas donde este mineral está más próximo a la zona de cizalla (Z.C.B.), muestran disposiciones (Ver Capítulo I.3.1), que indican un crecimiento esencialmente sin-F₂, aunque también hay algunos que podrían ser algo más antiguos (pre-F₂). En puntos más alejados de la Z.C.B., existen ejemplos de metablastos crecidos sobre la esquistosidad, y sin sombras de presión, que sugieren una blastesis tardi-F₂. Estos cloritoides tardi-F₂ o post-F₂, se encuentran bastante separados espacialmente de la zona de cizalla. No obstante en ejemplares más próximos a la Z.C.B., se pueden apreciar en algunos casos recrecimientos en el borde de los cristales (GARCIA CACHO, 1973), formados probablemente al final o después de la segunda fase (Fig.71).(LAMINA 11)

Estaurolita.-

La blastesis de estaurolita se produce fundamentalmente durante la segunda fase en las áreas situadas al Este de la zona de cizalla. Al Oeste de esta misma estructura el momento de formación de la estaurolita parece ser inter-F₁-F₂, aunque en las proximidades del P.L.B. existen también crecimientos sin-

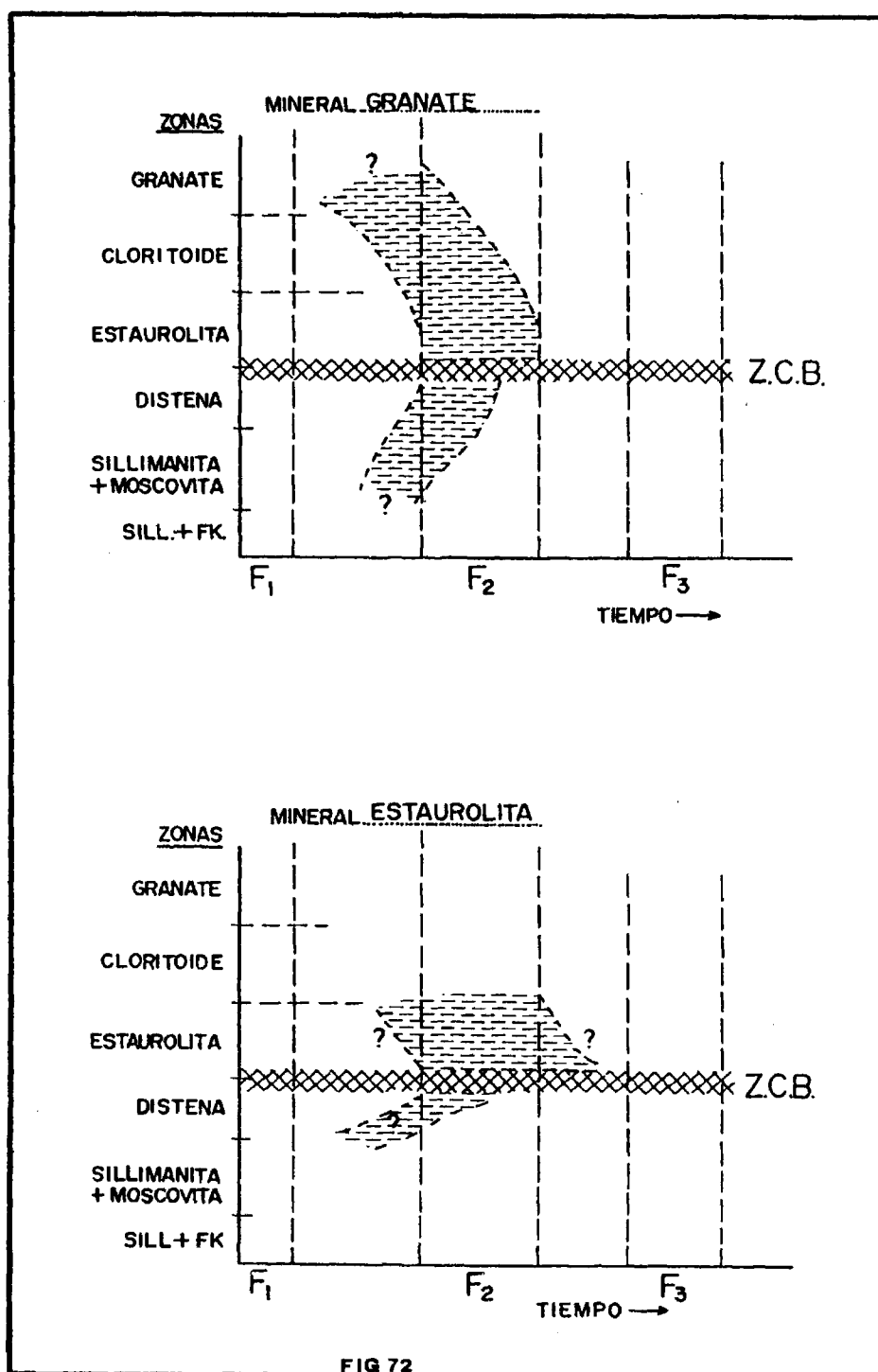


FIG 72

F₂. (Fig.72).(LAMINA 11).

Sobre la Z.C.B. y principalmente al Este del P.L.B., existe una etapa de blastesis de estaurolitas post-cinemáticas (post-F₂), caracterizada por crecimientos idioblasticos sobre la esquistosidad S₂. La relación espacial entre estos crecimientos tardíos y zona de cizalla es clara (Fig.73), pues estos crecimientos se disponen siempre jalonando la traza de la Z.C.B.(LAMINA 12).

Plagioclase.-

En este caso solo nos referimos a los porfiroblastos existentes al Este del P.L.B. (Macizo de Honrubia). En este sector los metablastos atrapan gran variedad de inclusiones orientadas (Ver Capítulo I.3.3), que parecen indicar un carácter sin-F₂. No obstante también existe blastesis de plagioclase más tardía (ligeramente post-F₂), reflejada en porfiroblastos de este mineral que atrapan a cristales sin-F₂ de otros minerales (estaurolita).(LAMINA 12).

Andalucita.-

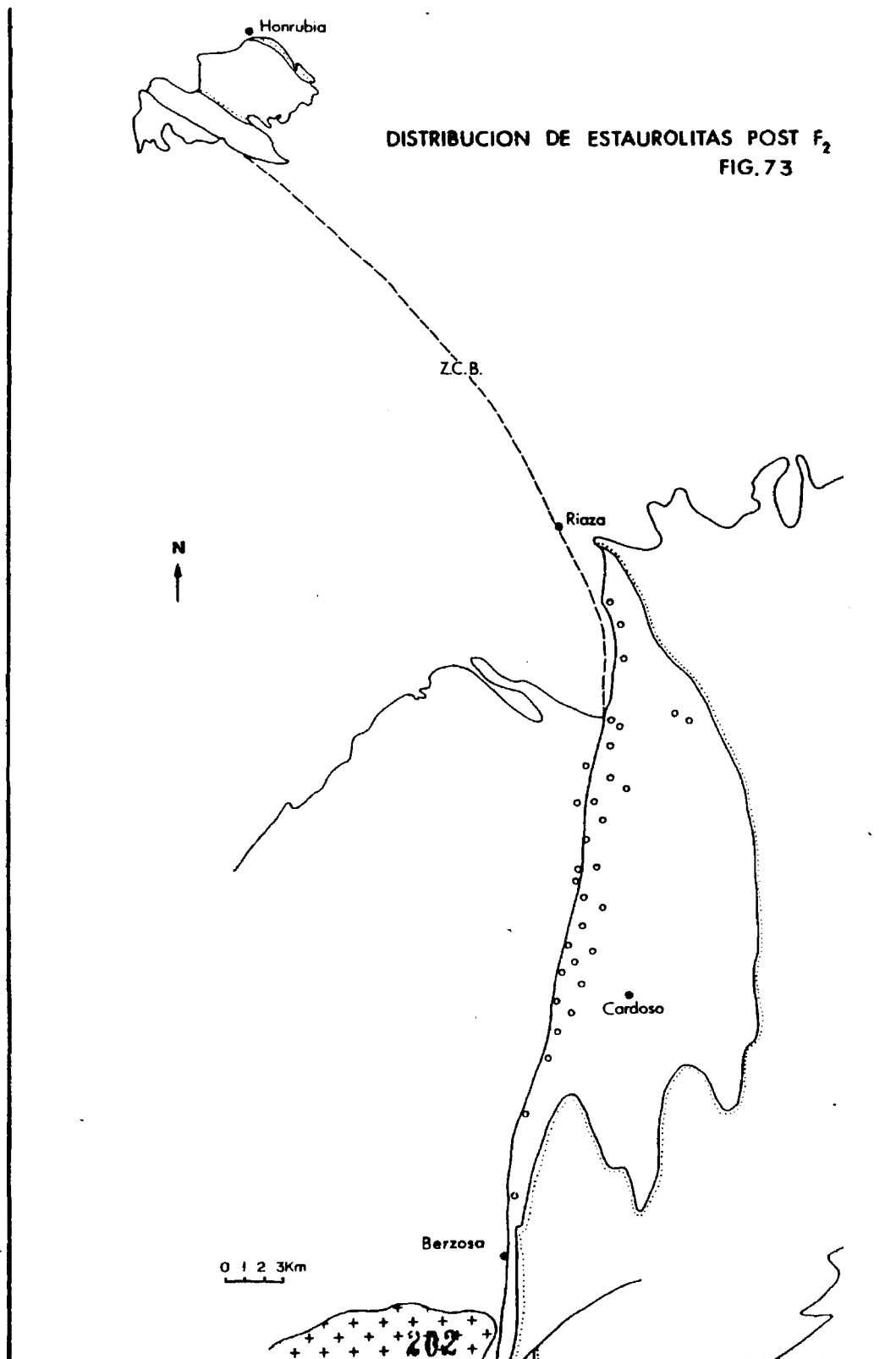
Los porfiroblastos de andalucita, se observan solo al Este del P.L.B., en este sector son normalmente tardíos con respecto a la segunda fase. Es normal encontrar crecimientos sobre la esquistosidad S₂, que reflejan la blastesis tardía de este mineral. Este carácter post-F₂ o inter F₂-F₃, queda determinado también por las andalucitas que engloban minerales sin-F₂ (por ejemplo estaurolita).

En las rocas que contienen distena, al Oeste de la zona de cizalla, se encuentran de manera esporádica algunas andalucitas procedentes de la transformación de distena (ARENAS, 1979), fuertemente deformadas. (LAMINA 12).

Distena.-

Este mineral solo se encuentra al Oeste del P.L.B., y es posible distinguir dos tipos:

Unas son relictos blindados dentro de otras fases, las cuales están rodeadas por la esquistosidad S₂, siendo por tanto claramente pre-F₂. Otras más abundantes, se disponen paralelas a la S₂, y muestran una cierta deformación. Estas características indican una blastesis próxima a la segunda fase.(LAMINA 12).



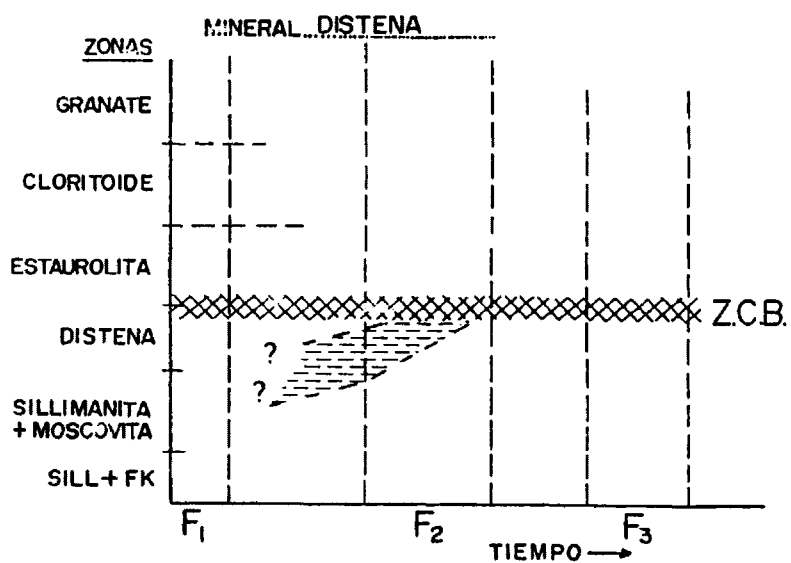
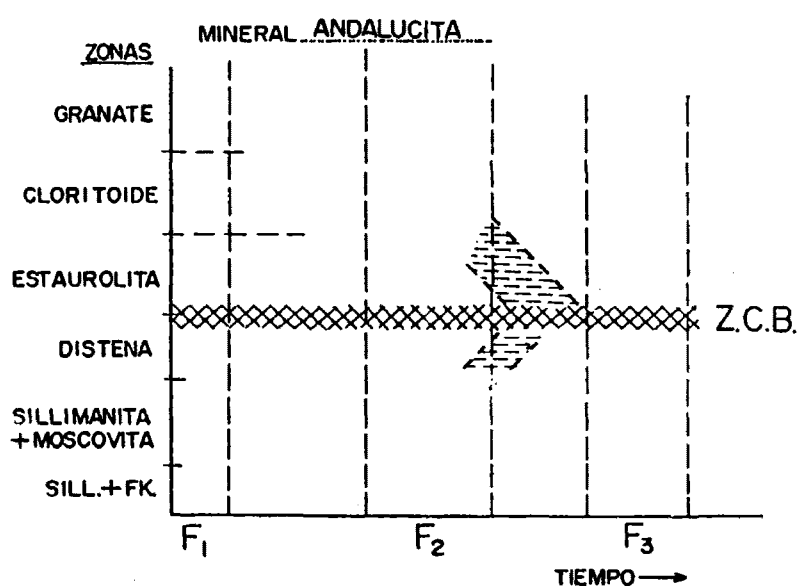


FIG 74

Sillimanita.-

Normalmente la fuerte orientación de los haces prismáticos de fibrolita o los micropliegues que estos describen, indican un carácter sin-F₂ en las áreas próximas a la Z.C.B. También existe sillimanita formada durante procesos retrometamórficos tardíos claramente post-F₂.

RESUMEN.-

Como se expone en la descripción anterior la mayor parte de la blastesis mineral en las proximidades de la Z.C.B., y al Este de la misma, es esencialmente sin-F₂, aunque también existe otra etapa de blastesis menos importante cuantitativamente, que es de carácter tardío (post-F₂) y que esta especialmente marcada en las inmediaciones del P.L.B. en su flanco Este.

Al Oeste del P.L.B., es posible encontrar una evidencias de crecimientos anteriores a la segunda fase.

A) Cloritoide (Zona del Cloritoide).



B) Granate rotacional, incluido en parte en Estauroлита (Zona de la Estauroлита).

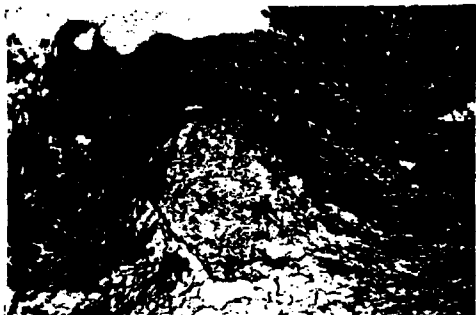


C) Granate rotacional, incluido en Estauroлита (Zona de la Distena).

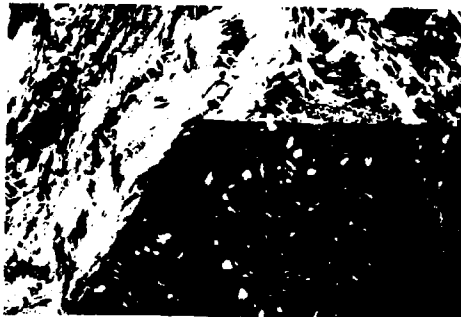


D) Estauroлита rotacional, (Zona de la Estauroлита).





A) Estaurolitas post-tectónicas (Zona de la Estaurolita).



B) Distena pre-tectónica (Z. Ky.)



C) Distena sin-tectónica (Z.Ky.)



C) Plagioclasas rotacionales (Zona de la Estaurolita)



D) Andalusita (Zona de la Estaurolita).



II.2.2. EN VENAS DE SEGREGACION

Los principales minerales existentes en las venas de cuarzo, presentan - una clara relación entre su etapa de blastesis y su posición con respecto a la zona de cizalla. Relaciones que se mantienen constantes a lo largo de toda la traza de la falla de Berzosa, desde Honrubia hasta Berzosa.

Cuarzo.-

Crece durante la segunda fase mientras se forman las venas (CAPOTE et al 1981). Durante la interfase F_2 - F_3 , se produce otra etapa de crecimiento (crecimientos gigantes) por todo el area próxima a la Z.C.B. Por último y en relación con la tercera fase, se generan algunos subgranos.

Distena.-

Su blastesis se origina solo en las venas situadas al Oeste del P.L.B., y durante la segunda fase o ligeramente antes, pues se encuentra siempre orientada reflejando las directrices tectónicas de esta fase. (LAMINA 13).

Andalucita.-

Se forma a ambos lados del P.L.B., generalmente en un periodo posterior a la segunda fase.

Al Oeste de la zona de cizalla, se encuentran reemplazando a distenas - sin- F_2 , siendo por tanto tardias con respecto a F_2 , pero todavia deformadas por F_2 .

Al otro lado de la banda de cizalla son más modernas (Inter F_2 - F_3), edad claramente puesta de manifiesto por crecer en parte sobre la S_2 a la que pueden englobar, o bien por incluir estaurilitas, ilmenitas, o sillimanitas, existentes en el borde de la segregación y de edad sin- F_2 . (Fig.75). (LAMINA 13).

Sillimanita.-

Este polimorfo de silicato aluminico es el que tiene un mayor periodo de formación, así al Oeste del P.L.B. y en las inmediaciones del mismo crece sobre las Andalucitas y/o distenas de las venas, mostrando un caracter tardi a post- F_2 , en las segregaciones de la zona más profunda (Zona de la Sill + Mos.) se encuentra siempre orientadas según las directrices de la F_2 , son por tanto sin- F_2 . Al Este del P.L.B. también existen segregaciones con fibrolita, las cuales muestran un alto grado de orientación y pliegues intrafoliares, son por tanto sin- F_2 . (Fig. 75) (LAMINA 13).

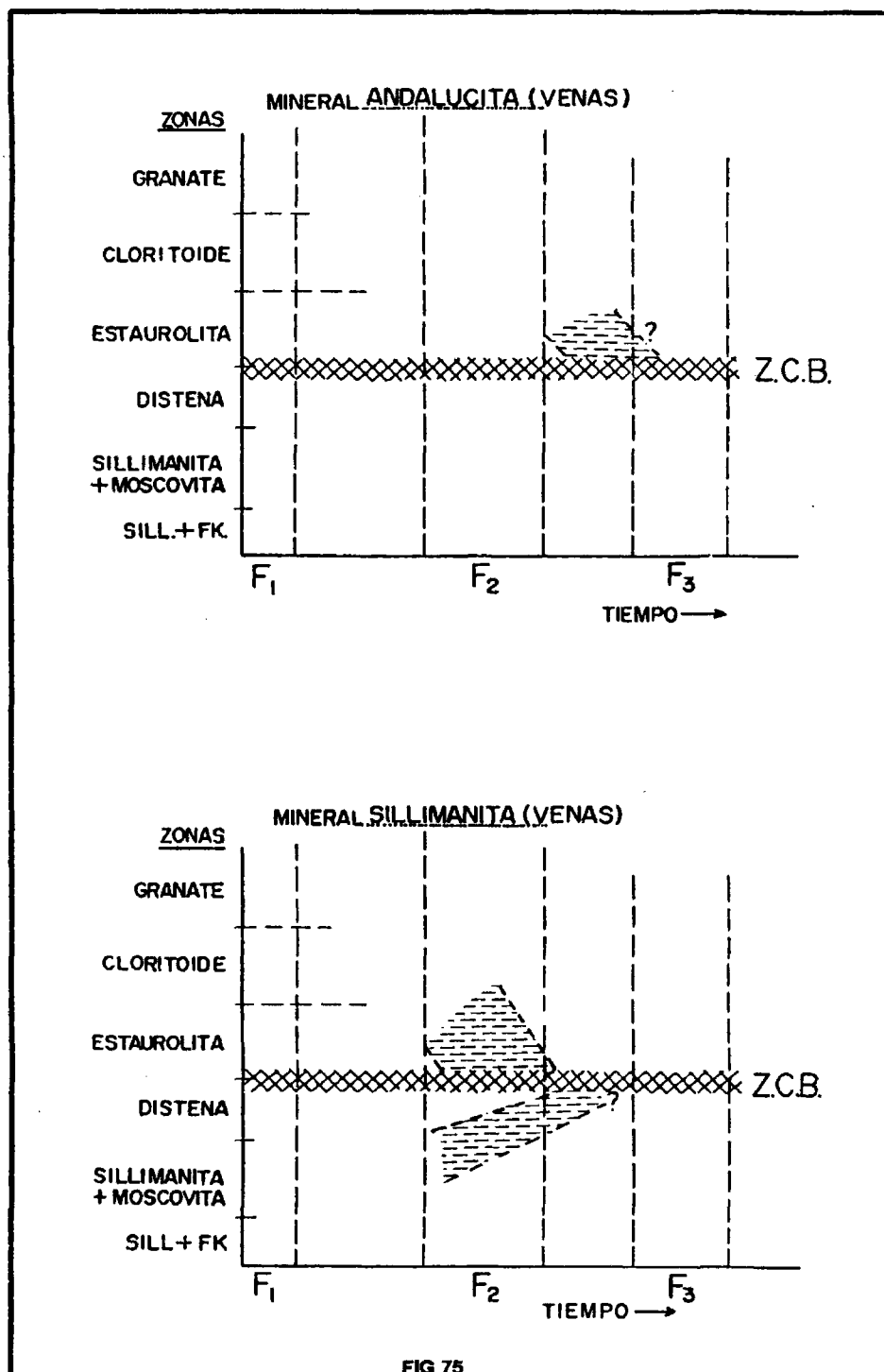
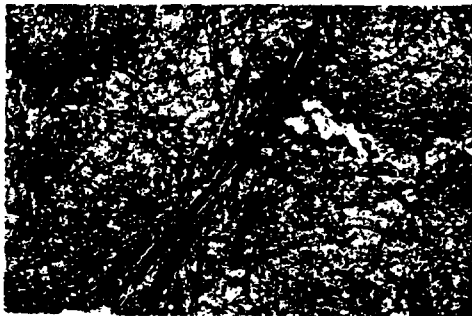


FIG 75

A) Transformaciones de Distena a Andalucita, en venas de segregacion.



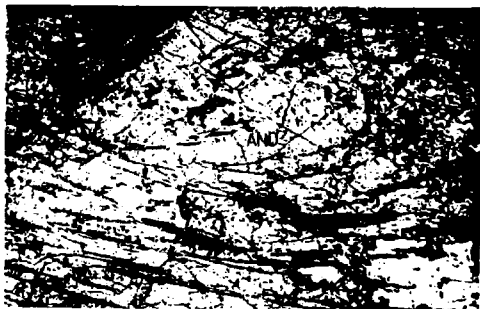
B) Transformaciones de Andalucita a sillimanita, en venas de segregacion.



C) Transformaciones de distena a sillimanita en venas de segregacion.



D) Andalucitas tardi- F_2 , englobando a sillimanitas sin- F_2 , del ribete femico de la segregacion.



II.3. PROCESOS MAGMATICOS ASOCIADOS

Ademas de los procesos metamórficos descritos hasta el momento, en este - area del Guadarrama y en relación con la zona de cizalla existen también proce- sos de tipo magmático.

Estos estan representados por un conjunto de rocas de composición graníti co, en las cuales se pueden separar dos grandes grupos, pegmatoides y graní-
tos (S.S.)

Pegmatoides.-

Al Oeste de la zona de cizalla, se encuentran numerosos cuerpos de pegma-
toides, que ya fueron citados por FERNANDEZ CASALS (1976), en el extremo meri-
dional del área estudiada, y posteriormente por CAPOTE et al (1981), que los -
relacionan directamente con el funcionamiento de la Falla de Berzosa.

La cartografía levantada en este trabajo, permite establecer la existen-
cia de un corredor situado inmediatamente al Oeste de la zona de cizalla, con
una anchura de 3.000 a 5.000 m., que discurre a lo largo de toda la traza de la
banda de deformación, (Fig.76). En este corredor abundan los cuerpos pegmatoides,
que reunen las siguientes características.

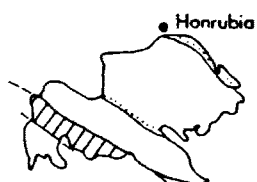
Geométricamente, tanto la orientación de sus elementos internos (micas),
como externos (bordes de los cuerpos) es variable, aunque se pueden establecer
tres grandes grupos:

-A, cuerpos relativamente pequeños (potencia aproximada 5m.), con bordes
paralelos a la S_2 , y que estan muy orientados y deformados por la segun-
da fase.

Así los feldespatos proterógenos se encuentran rodeados por la S_2 , con
formas "augen", y los cuarzos adquieren formas acintadas. Dentro del cuer-
po se observa una clara localización y orientación preferente de sus com
ponentes, según las directrices de la segunda fase.(LAMINA 14).

Estos pegmatoides son relativamente poco abundantes.

-B, existen en este grupo cuerpos de todos los tamaños, llegando algunos
a sobrepasar en potencia los diez metros. Se caracterizan por presentar
bordes ligeramente oblicuos con respecto a los elementos planares de la
roca caja (S_0 o S_2). Dentro del cuerpo pegmatoide, no existe una locali-
zación preferente, pero sí se observa una orientación planar más o menos
acentuada de las micas, y que es próxima a la disposición de la esquist



DISTRIBUCION DE PEGMATOIDES
RELACIONADOS CON F_2

FIG.7 6



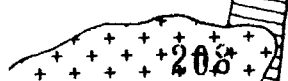
Z.C.B.

Rioza

Cardoso

Berzosa

0 1 2 3Km



sidad S_2 . (LAMINA 4).

-C, son pequeños niveles centimétricos, que cortan claramente a la esquistosidad (S_2), y no presentan en su interior ningún tipo de orientaciones.

Composicionalmente, todos los tipos pegmatíticos están compuestos por grandes granos de:

Q + FK + Plag + Ms \pm Biot con turmalina, apatito, circón, granate y opacos como accesorios.

La turmalina aparece también en la roca caja próxima al pegmatoide, observándose principalmente en relación con los cuerpos más tardíos, como crecimientos miméticos sobre la S_2 .

Los diversos minerales componentes de la roca, tienen texturas que indican mayor o menor deformación, en función del tipo de pegmatoide de que se trate.

Se puede concluir que el magmatismo pegmatítico ligado a la Zona de - Cizalla de Berzosa se emplaza de manera continua desde la propia F_2 hasta después de la misma.

Esto explica los tres tipos estructurales observados (A,B,C). Asimismo el volumen de este magmatismo parece aumentar progresivamente hacia el final de la segunda fase, disminuyendo progresivamente.

Granitos.-

Los cuerpos graníticos se encuentran muy bien representados en el Macizo de Honrubia, donde dan afloramientos pequeños pero numerosos (GONZALEZ CASADO, 1982).

Por su composición son granitos de dos micas ya que están constituidos por:

Q + FK Plag + Ms + Biot con turmalina, circon, apatito y granate accesorios

Son cuerpos discordantes a nivel local con la esquistosidad regional. No obstante invertran una estructuración tectónica debida a la tercera fase.

Muestran además estructuras primarias de tipo bandeado ígneo, en su interior, consisten en bandas de distinta composición y en micas orientadas en la misma disposición que la esquistosidad de la tercera parte, marcada en la roca caja. Sugieren pues un emplazamiento temprano con respecto a esta etapa.

A) Pegmatoides con bordes
paralelos a la S_2 . (Tipo A)



B) Pegmatoides ligeramente deformados (Tipo B)



C) Pegmatoides tardios (Tipo C)



3ª PARTE

INTERPRETACION Y CONCLUSIONES.

3.I. CONDICIONES DE LA DEFORMACION.

3.1. CONDICIONES DE LA DEFORMACION

La interpretación de los datos expuestos anteriormente, permite establecer las condiciones de temperatura, presión, y el papel de los fluidos durante la etapa de deformación ligada al funcionamiento de la falla.

Todo este conjunto de factores ambientales, unidos a las propiedades intrínsecas de la roca, más el mecanismo de deformación en la zona de Cizalla de Berzosa, condicionan las transformaciones estructurales que muestran los distintos tipos de materiales.

• Los valores de presión y temperatura se pueden deducir en base a las relaciones paragenéticas minerales existentes en cada fase de deformación. Como ya indicamos en capítulos anteriores al comienzo de deformación y en el labio Este de la falla de Berzosa debían existir condiciones P-T dentro del grado bajo metamórfico. Probablemente próximas al grado muy bajo. Por otro lado al Oeste de la Z.C.B. la existencia como únicos minerales relictos pre-S₂ de granate y excepcionalmente de distena, sugieren que las condiciones metamórficas no debieron de ser superiores a las de la parte alta del grado bajo metamórfico. Conviene recordar que estos dos ámbitos P.-T. distintos corresponden a regiones probablemente muy alejadas entre sí, y posteriormente puestas en contacto tectónico por la Z.C.B.

Durante el funcionamiento de la Z.C.B. (F₂), las condiciones P-T en la misma varían de forma compleja tanto en el espacio como en el tiempo:

Por un lado el metamorfismo progresivo provoca un aumento general del grado metamórfico en ambos bloques, más acentuado en el bloque occidental. Por otro lado y debido al funcionamiento de la falla, se produce el cabalgamiento de un bloque sobre el otro, lo que da lugar a una inversión metamórfica con las rocas de medio y alto grado situadas sobre las de bajo grado. No observándose asimismo discontinuidades metamórficas, por lo que debemos concluir que la velocidad de la deformación no fue en ningún caso superior a la velocidad de los procesos químicos conducentes a la generación de las asociaciones minerales de equilibrio respecto a las condiciones P.-T., aunque el conocimiento preciso de su evolución en el tiempo es difícil y probablemente muy variable en el espacio (ENGLAND y RICHARDSON, 1977), se puede afirmar (CASQUET y NAVIDAD, 1985) que por lo menos en la parte central de la Z.C.B. la trayectoria P.-T. de las rocas debió pasar durante la F₂ muy próxima a las condiciones $P_{20} = P_{LiTostática}$ 5Kb. y T 600 - 650°C.

• El papel de los fluidos durante el funcionamiento de la Z.C.B. y con posterioridad a la misma se manifiesta en la propia presencia de las venas de cuarzo

zo (con o sin silicatos aluminicos). La naturaleza exacta de la composición - de estos fluidos ha sido estudiada recientemente por CASQUET (1986) como dato más destacable reseñamos aquí dicha composición que en contra de lo que podía pensarse ha sido variable en el tiempo y en espacio, principalmente dentro de la propia Z.C.B. Así, mientras que en las rocas alejadas de dicha zona de cizalla las inclusiones fluidas presentes en los cuarzos de exudación parecen ser predominantemente acuosas, dentro de la Z.C.B. estas variaron de composición - profundamente en el tiempo. Desgraciadamente los procesos de recristalización en el cuarzo (Crecimientos Exagerados de Granos) propios de la interfase F_2 - F_3 han destruido toda evidencia sobre la fase fluida existente en la banda de falla durante la F_2 , sin embargo las primeras inclusiones visibles corresponden al final de la mencionada interfase F_2 - F_3 , y estan formadas por H_2O y CO_2 , y en algunos casos exclusivamente por este último componente. Esto lleva a pensar en la probable existencia de un fluido rico en CO_2 durante la propia etapa algida del funcionamiento de la falla. El origen de dicho CO_2 resulta por el momento problemático aunque parece probable que tenga uno de estos dos orígenes:

A.- Fluidos juveniles procedentes de la desgasificación del manto a favor de grandes cabalgamientos intracontinentales (PERCHER 1978).

B.- Origen orgánico (recuerdese la abundancia de grafito como componente de las rocas de esta zona). Este origen ha sido por ejemplo propuesto por - MULLIS (1979) para explicar inclusiones semejantes en venas de cuarzo de tipo alpino.

• La deformación al ocurrir durante un largo periodo de tiempo y realizarse de forma progresiva (ausencia de saltos metamórficos) permite que el material rocoso tenga tiempo para recristalizar lentamente sin que aparezcan texturas de metamorfismo dinámico.

• La gran anchura de la zona de cizalla es otro factor que contribuye a la ausencia de texturas de metamorfismo dinámico. El desplazamiento en estas grandes zonas de cizalla no se origina por deslizamientos a lo largo de un solo plano si no que el movimiento se descompone en pequeños incrementos repartidos en una ancha zona.

La presencia de grandes zonas de cizalla, dentro del campo de la deformación dúctil sin milonitas asociadas ya se ha citado para otras zonas del Macizo Hespérico (PEREZ ESTAUN, 1978).

Podemos concluir por tanto, indicando que todas las características expuestas anteriormente, determinan que la deformación se produzca en unas condiciones de fluencia dúctil (WISE et al, 1984). Donde la velocidad de recuperación y recristalización de la roca es mayor que la velocidad de deformación.

3.II. MODELO TECTONOMETAMORFICO.

3.II. MODELO TECTONOMETAMORFICO

Un modelo general que explica los rasgos más destacados de la Z.C.B.: las estructuras tectónicas y los procesos metamórficos ligados a su desarrollo ha sido propuesto por CAPOTE et al. (1981). El modelo tectonometamórfico de estos autores, se confirma en líneas generales con los datos recogidos en este trabajo.

El modelo de CAPOTE et al. (1981) se puede resumir brevemente de la siguiente manera:

La Zona de Cizalla de Berzosa corresponde a un gran cabalgamiento vergente hacia el Este, el cual modifica las isogradas metamórficas preexistentes, (metamorfismo en facies Barrowiense M_1), de forma que superpone la zona de la sillimanita con moscovita (subzona de la distena) y la de la sillimanita más feldespato potásico, en el labio levantado, sobre la zona de la estauroлита y el cloritoide en el labio hundido.

Este proceso de superposición de zonas más calientes sobre otras más frías, trae consigo el desplazamiento progresivo hacia la zona cabalgada (área más fría) de las distintas zonas minerales.

Según estos autores las transformaciones de polimorfos del silicato aluminico en las segregaciones de cuarzo, van en el sentido progresivo distena andalucita sillimanita. Datos más recientes (CASQUET y NAVIDAD, 1985; CASQUET, 1986) y nuestras propias observaciones confirman esta observación para la subzona de la distena, mientras que en la de la andalucita se constata una evolución inversa, con sillimanita (nunca distena) Sin- F_2 y andalucita post- F_2 creciendo frecuentemente sobre ella. Mientras que para CAPOTE et al. (1981) las transformaciones eran en el sentido andalucita sillimanita.

Por último y durante la tercera fase, la falla sería plegada adoptando su buzamiento actual hacia el Este, como resultado de la retrovergencia de dicha fase.

Los nuevos datos recogidos durante este trabajo permiten precisar y completar el modelo evolutivo anterior.

La primera característica a tener en cuenta es la disposición de las distintas zonas microestructurales, y de las zonas minerales metamórficas. Estas últimas al Oeste de la banda de cizalla, tienen sus límites paralelos a la traza de la misma, mientras que al Este la distribución que muestran es distinta. Efectivamente en los extremos del corredor de cizalla (Honrubia y Berzosa) las isogra

das en este labio son subparalelas y próximas a la traza de la falla, mientras que en la zona central, (Z. del Cardoso), las zonas minerales y estructurales se ensanchan, describiendo un arco, convexo hacia el Noreste. (Fig.77-A).

La lineación mineral de estiramiento, de la segunda fase, indica la dirección de transporte tectónico, así como el sentido de este. Tal y como se deduce del estudio textural, este movimiento muestra un desplazamiento de las rocas situadas al Oeste de la Zona de cizalla, sobre las del Este.

Una vez eliminado el efecto del plegamiento originado durante la tercera - fase (F_3) (Pliegues de dirección meridiana y vergentes al Oeste), la dirección de desplazamiento se dispone hacia el Noreste. Es decir, el bloque del Oeste se dirige hacia la región donde se produce el ensanchamiento de las zonas minerales (Fig.77-B). Estos datos indican un movimiento relativo de bloques en dirección Noreste (NE), como se muestra en la figura (77-B).

Debido a que la traza de la Z.C.B. entre el plutón de la Cabrera y el Macizo de Honrubia describe un arco con curvatura variable, más acentuado en la zona de Riaza, hay que suponer razonablemente que a lo largo de dicha traza el comportamiento cinemático de la falla tendría que ser distinto. Esto es consecuencia de las diferentes relaciones angulares entre la traza de la Zona de Cizalla de Berzosa, y la dirección del desplazamiento (Transporte Tectónico).

Según la nomenclatura de COBBOLD (1977 a y b), nos encontramos siempre en el caso de bandas de deformación de tipo "P-S" (dirección de movimiento oblicua a la traza de la zona de cizalla), (Fig.78 a). No obstante hay que precisar que en los extremos de la zona estudiada, las bandas de cizalla tienden a ser más - próximas al tipo "S" (dirección de movimiento paralela a la traza de la falla), mientras que en el centro se aproximan más al tipo "P" (traza de la falla normal a la dirección de movimiento).

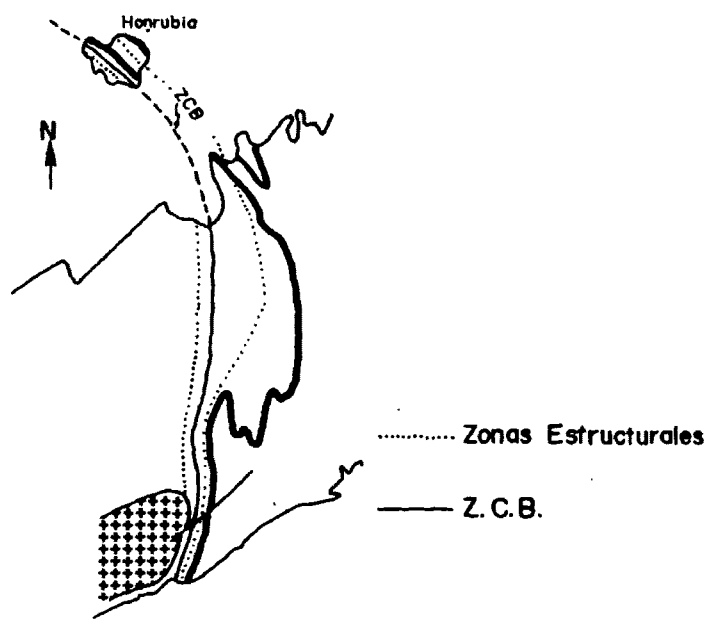


Fig. A

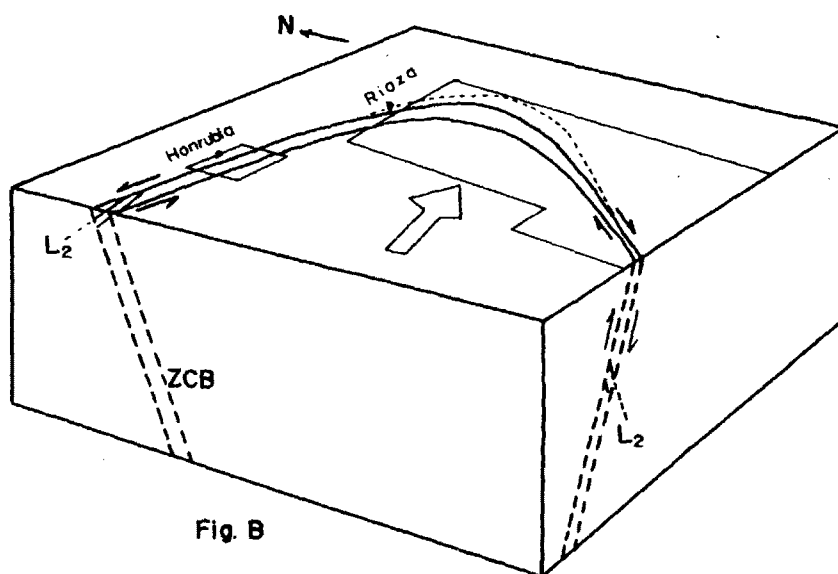


Fig. B

Dentro de la zona de cizalla los pliegues se encuentran todos reorientados y dispuestos según la lineación. Cuando se observan cizallamientos de los flancos el desplazamiento relativo de los mismos es coincidente con el plan de movimiento constatado anteriormente.

- La esquistosidad

La esquistosidad de segunda fase (S_2), tiene una clara distribución en su grado de penetratividad, con respecto al cabalgamiento estudiado.

Así en la Zona de Cizalla de Berzosa oblitera por completo a la primera esquistosidad (S_1), en el alóctono coincide en orientación con la S_1 , aunque la S_2 parece ser la esquistosidad dominante, por el contrario en el autoctono relativo (de la Z.C.B. hacia el Macizo de Hiendelaencina), la S_2 pierde importancia en corta distancia, de tal forma que en el sinclinorio de Majaelrayo la esquistosidad predominante es la S_1 .

- Elipsoide de deformación

Los elipsoides de deformación finita calculados para esta etapa reflejan igualmente el modelo cinemático propuesto. Ya que en los extremos de la banda de cizalla son elipsoides constreñidos, con valores altos para la relación de semiejes X/Z , mientras que en el centro y hacia el NE. del autóctono los elipsoides son de tipo aplastado.

- Análisis textural

El estudio de las relaciones porfiroblastos matriz permite constatar el carácter sincrónico del crecimiento de la mayor parte de los minerales metamórficos con el desarrollo de la S_2 lo que se pone de manifiesto por las texturas helicíticas de los metablastos. Este estudio refleja también un aumento progresivo de la deformación al aproximarse al P.L.B. La combinación de criterios texturales confirma el sentido del movimiento, el cual siempre coincide con el de un cabalgamiento vergente al Este.

El análisis de las relaciones entre las estructuras planares (S_1 , S_2), micropliegues y crenulaciones, presentes en la matriz rocosa confirman la existencia de la zona de cizalla, delimitan el área de máxima deformación, e indican un sentido de movimiento igual al propuesto.

Dentro de este modelo cinemático, los datos estructurales recogidos, tienen la siguiente explicación:

- Las lineaciones

El cabeceo de la lineación sobre el plano de esquistosidad, varia desde, - valores muy altos en el sector Central (aprox. 80°), que indican una componente de movimiento vertical (cabalgamiento) a valores medios en el sector de Berzosa (aprox. 40°), que reflejan una componente principal de movimiento tendida y - transversal a la traza (Cabalgamiento-desgarre), por último valores muy bajos en Honrubia (aprox. 10°) que muestran un importante desplazamiento horizontal - (desgarres).

La orientación de los cuellos de los "boudins" en general normal a la lineación, confirmarían que esta corresponde a la dirección de transporte principal y estiramiento (eje X del elipsoide de deformación finita),

- Los pliegues

La forma de los pliegues de segunda fase (b_2), muestra una fuerte variación en función de su posición con respecto a las zonas "P-S" o "P". En las primeras solo se observa un aumento progresivo del apretamiento conforme pasamos del - autoctono relativo al alóctono. Mientras que en el autóctono próximo a las zonas "P", existe toda una gradación desde pliegues con charnela acusadamente curva (pliegues en vaina, con bajo ángulo entre flancos), hasta pliegues con charnela recta y gran ángulo entre flancos en las regiones más alejadas del cabalgamiento.

La proyección de los ejes de pliegues en el sector central (en el autóctono), describe una corona que contiene al plano de esquistosidad (Fig. 78b). Si tenemos en cuenta el tipo de asimetría "S" o "Z" de estos pliegues, según el criterio HANSEN (1971), se puede determinar el sentido del movimiento, que resulta - hacia el NE (Fig. 78b), el cual confirma lo expuesto anteriormente.

Otro hecho que corrobora este modelo es la variación a lo largo de la traza de la falla de la magnitud del aplastamiento y acortamiento relativos medidos - en el autóctono. Así en el sector central del autóctono relativo la componente de plastamiento de la deformación es considerablemente mayor que en los sectores extremos (Macizo de Honrubia, y Berzosa), esto se traduce en una curvatura general de los ejes de pliegues hacia el NE (Fig.78c) (Conforme con el modelo de - RAMSAY (1967), según el cual se forman pliegues con charnela curva como resultado de la variación del valor del aplastamiento a lo largo de la superficie - axial).

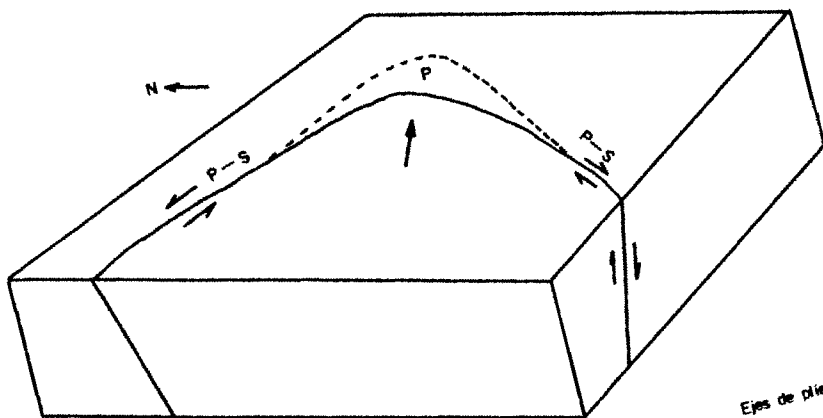


Fig.A

Ejes de pliegues B₂

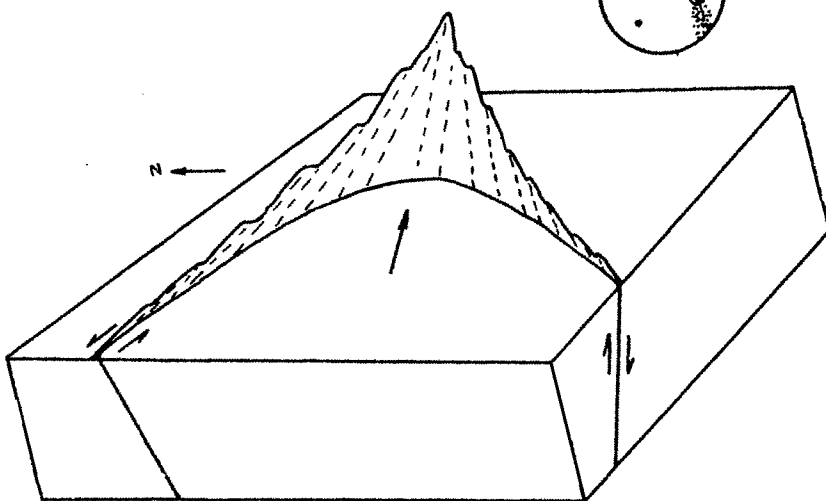


Fig.B



Fig.C

FIG-78

- Petrofábricas

El estudio de las orientaciones de los ejes ópticos del cuarzo, en cuarcitas y venas de segregación, parece mostrar al igual que en casos anteriores como en los extremos del sector estudiado, especialmente en el Macizo de Honrubia, la deformación es por cizalla simple, mientras que en el sector central existen algunas fábricas que parecen estar originadas por cizalla pura.

Los procesos metamórficos asociados con la Zona de Cizalla de Berzosa, provocan una serie de transformaciones en las rocas que fueron, expuestas de forma general en el modelo de CAPOTE et al. (1981) y posteriormente detallados por CASQUET y NAVIDAD (1985). No obstante y en función de los datos obtenidos se pueden realizar una serie de precisiones; a este modelo:

A) La primera característica notable es la variación en la anchura de las zonas minerales. Así en la zona de Berzosa, se pasa en menos de 2.000 metros, - desde la zona de la sillimanita con moscovita a la zona del cloritoide, cruzando todas las zonas metamórficas intermedias descritas en capítulos anteriores - (Fig.79). Por el contrario en el sector central las zonas minerales, en el autóctono, se van ensanchando progresivamente hacia el NE (Fig.79).

Este es el caso de la zona de la estaurolita que se abre progresivamente - hacia el Norte, cortando la traza de las macroestructuras de primera fase. Así en la zona de Riaza puede verse como la isograda Cloritoide (-) / Estaurolita (+) corta a la propia Formación Alto Rey del flanco oriental de la antiforma del Cardoso.

Esta misma situación se repite para el caso de los minerales posteriores a la segunda fase (post- F_2), por ejemplo las andalucitas en venas de la subzona homónima, los crecimientos tardíos de estaurolita, y los crecimientos gigantes - de cuarzo. Aunque en este caso su avance es menos significativo ya que no llegan a cruzar el flanco oriental de la antiforma del Cardoso (Fig.79).

Esta disposición confirma el modelo propuesto, ya que en la región de Riaza la superposición tectónica había sido mayor, y por tanto el efecto térmico debido a la inversión metamórfica es más significativa. Por otro lado el encontrar siempre en el autóctono relativo, todas las zonas minerales aunque en algunos - casos muy adelgazadas, indica que la velocidad de deformación es extremadamente lenta, pues permite que se establezca un equilibrio térmico entre los dos bloques puestos en contacto por la Z.C.B. Así en la Fig.79 , se muestra la disposición que cabe expresar en las isogeotermas afectadas por una falla en función - de la velocidad de esta, en nuestro caso nos encontramos siempre en el tipo 8 o A., según las zonas, pero siempre sin llegar a una clara ruptura.

B) Otro importante criterio metamórfico es la evolución temporal de los - polimorfos de silicato aluminico en las venas de cuarzo, pues reflejan en cierta medida la evolución P.-T. de la región.

Hasta el momento la sucesión de transformaciones establecidas ha sido Dis-

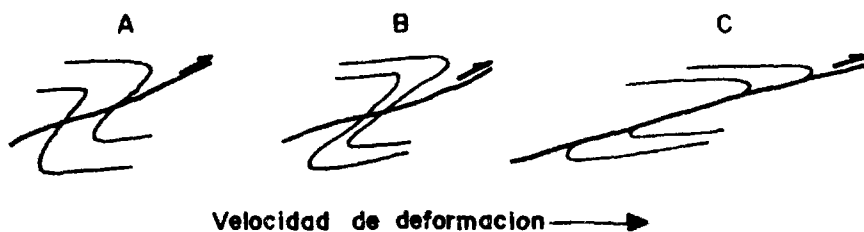
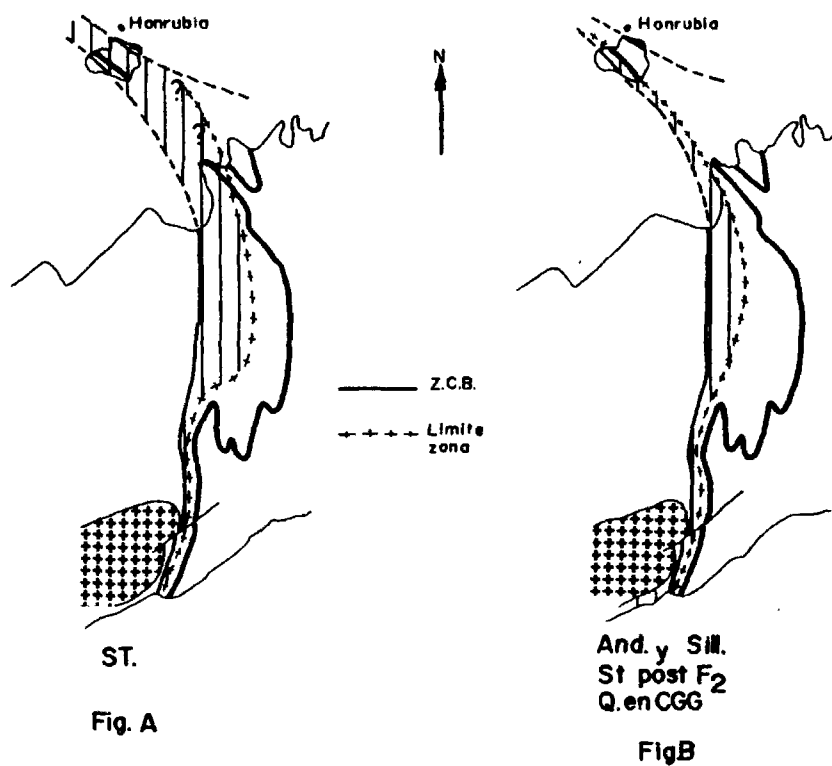


FIG-79

tena \rightarrow Andalucita \rightarrow Sillimanita (ARENAS, 1979). El estudio detallado nos permite matizar estas reacciones, así en el alóctono. Las transformaciones y asociaciones son:

- Segregaciones de sillimanita (sin F_2).
- Segregaciones de distena (sin F_2), la cual está totalmente reemplazada por sillimanita (sin a tardi- F_2).
- Segregaciones con transformaciones en el sentido distena (sin F_2) a Andalucita (sin F_2) a Sillimanitas (tardi o post- F_2).

mientras que en autoctono encontramos las siguientes relaciones:

- Segregaciones de cuarzo con sillimanita (sin F_2), abundante sobre todo - en los ribetes fémicos.
- Segregaciones pegmatoides con andalucita (post- F_2), ligadas con fenómenos hidrotermales.

La trayectoria P.T. deducida de estas transformaciones se muestra en la Fig.80 A. En el alóctono durante la F_2 se produce un aumento de temperatura y una disminución de la presión, mientras que en el autóctono la situación es más compleja, y lo único que está bien marcado es la etapa de formación de Andalucitas (post- F_2), que indica una fuerte disminución de presión y temperatura.

Si comparamos estas trayectorias P.T. deducidas, con las teóricas que se deberían esperar (SPEAR et al. 1984), (Fig.80B), se observa que no corresponden con las establecidas por estos autores para la superposición de un manto caliente sobre una zona más fría (Fig.80D) (al menos para el alóctono), sino más bien reflejan la evolución normal donde el levantamiento y la erosión ejercen el control del metamorfismo. Esto podría explicarse suponiendo que el calentamiento general que experimenta la región avanza a mayor velocidad que el cabalgamiento y borra al menos en parte, el efecto de este, o bien es debido a estar analizando solo las Rocas muy próximas al plano de cabalgamiento, mientras que las profundas, (Punto 3, Fig.80A) si cumplen esta trayectoria).

Para solucionar este problema, habrá que abordar en el futuro el estudio de otros marcadores de la evolución P-T que sufre la región, como pueden ser los basados en el zonado de los granates (SELVERSTONE et al. 1984).

C) Por último y dentro de este esquema tectonometamórfico, encuadramos los distintos tipos de cuerpos granitoides que hemos encontrado: pegmatoides asociados a la falla de Berzosa, granitos de dos micas y pegmatoides de carácter tardío.

Los primeros los encontramos siempre aflorando en el alóctono. Esta presencia de pegmatoides fué explicada por CAPOTE et al (1981), como fundidos anatéc-

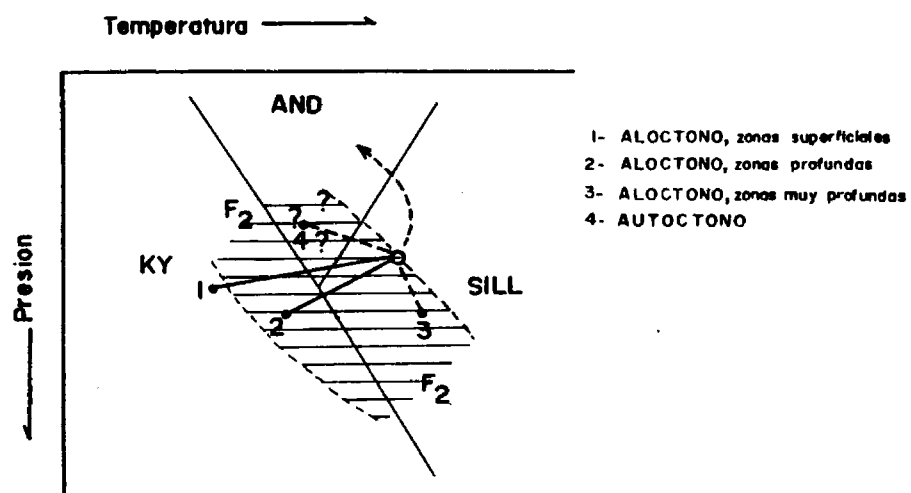


Fig. A

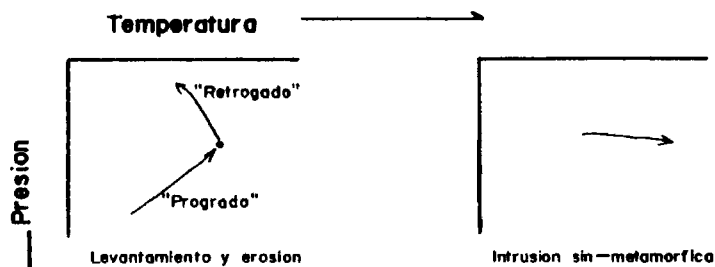


Fig. B

Fig. C

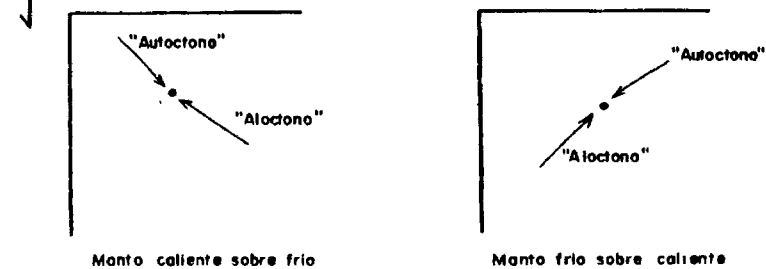


Fig. D

Fig. E

SPEAR et al. 1984

FIG.80

ticos generados en la zona de raices de la Falla de Berzosa, y que se emplazan durante la segunda fase.

Teniendo como base este modelo, la presencia de pegmatoides solamente en el labio levantado, queda claramente explicada, si tenemos en cuenta la disposición de las isotermas, en el caso de una falla inversa que superponga una zona más - caliente sobre otra de menor temperatura (fig.81).(PECHER, 1978).

Como se puede ver en la figura las condiciones de fusión se alcanzan a menor profundidad en el area levantada que en la hundida, de manera que la probabilidad de encontrar cuerpos fundidos en esta zona es mucho mayor que en el área adyacente donde estarán estos mismos fundidos a una mayor profundidad.

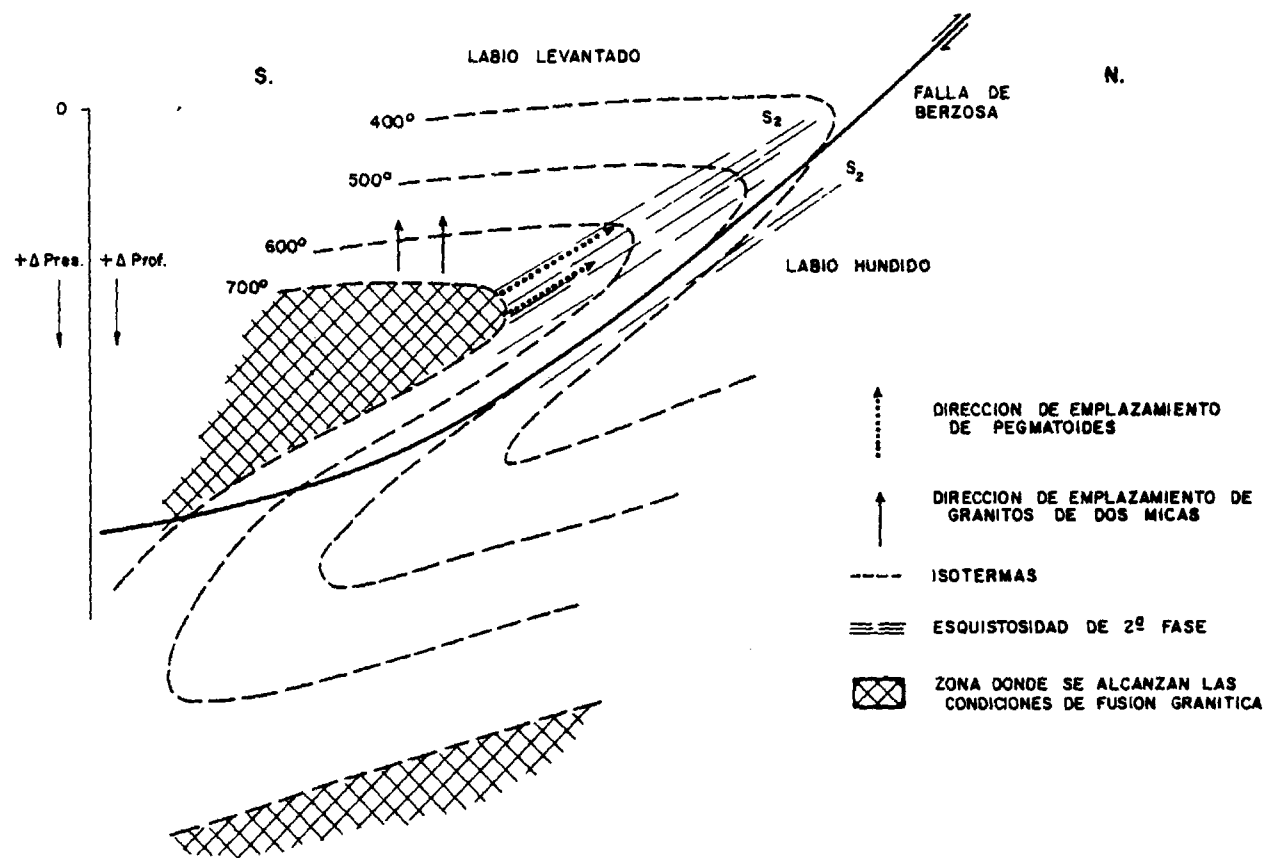
Estos cuerpos pegmatoides tempranos, se emplazaran por y a través de las - zonas de debilidad creadas durante esta segunda fase de deformación.

Estos planos de emplazamiento seran la esquistosidad de segunda fase (S_2), para los pegmatoides más antiguos, (pegmatoides tipo A). Los últimos de estos - cuerpos se disponen ligeramente discordantes con la esquistosidad S_2 , y estan me nos deformados (Pegmatoides tipo B).

Los granitoides orientados de dos micas que se encuentran al Oeste de la - Z.C.B., se emplazan en relación con la tercera fase y proceden probablemente al igual que los pegmatoides de la zona de raices migmatizada, dado su caracter per aluminico. En este sentido conviene recordar que en niveles profundos persisten condiciones de alto grado metamórfico hasta después de la F_3 .

Las manifestaciones más tardías son un conjunto de intrusiones pegmatíticas que aparecen en el extremo NW. del Macizo de Honrubia. Estos cuerpos no estan - orientados y cortan a las estructuras anteriores, pensamos por tanto que por su situación pueden relacionarse con fallas profundas tardihercínicas, o con la e- tapa de emplazamiento de granitos posttectónicos.

Fig. 81



3.III. DEFORMACIONES POST - F₂

3.III. DEFORMACIONES POST-F₂.

En este capítulo describimos brevemente, las características de todas las deformaciones posteriores al funcionamiento de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia. Haciendo especial mención de las últimas etapas compresivas observadas (F₃, F₄ y F₅), así como la fase distensiva que sigue a esta, (CAPOTE, 1985). Es decir, comentamos la evolución estructural del área investigada desde la terminación del funcionamiento de la Z.C.B., hasta el comienzo de la tectónica tardihercínica clásica.

Debido a las escasas investigaciones existentes sobre las deformaciones - producidas entre el final de la F₂ y el tardihercínico, hemos agrupado estas - fundamentalmente en tres grandes conjuntos, deformaciones compresivas, distensiones y fracturación, los cuales se suceden en el tiempo, por este orden.

3.III.1. Deformación compresiva.-

Las deformaciones ocurridas con posterioridad a la etapa de cabalgamiento en esta región, tienen diferentes características según los autores que las definen, existiendo también disparidad de criterios en cuanto a su número.

Un análisis comparativo de las características de cada una de ellas, como se muestra en el cuadro adjunto, indica que todos los autores coinciden en afirmar la existencia de una tercera fase (F_3) de carácter retrovergente con respecto a las etapas anteriores, (vergencia hacia el Oeste) que origina un cambio brusco en la orientación de las estructuras preexistentes, de manera que se invierte su buzamiento y se verticalizan. (Lámina 15).

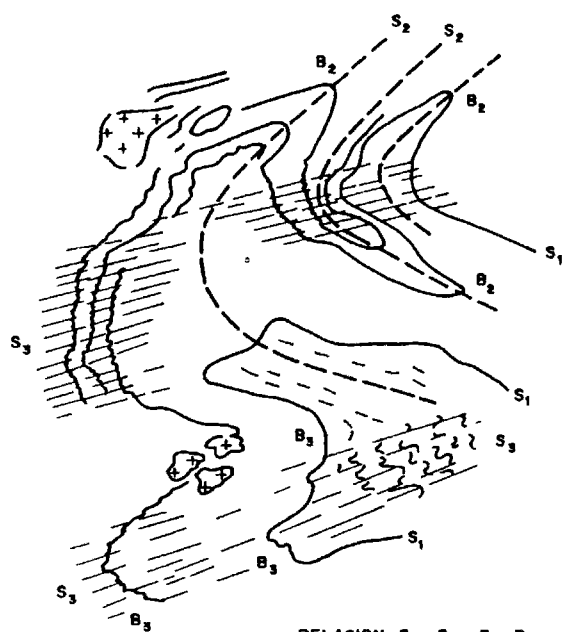
Esta fase es la responsable del actual buzamiento de la Z.C.B., hacia el Este, contrario al que existía durante su funcionamiento, que era hacia el Oeste.

La fase (F_3) va acompañada del desarrollo de grandes pliegues de dirección meridiana, que se asocian con una esquistosidad de crenulación ("crenulation cleavage"), la cual afecta según las zonas a la S_1 o la S_2 . En el sector estudiado es habitual encontrar bandas en las cuales esta esquistosidad es muy penetrativa - pudiendo llegar a ser en algunos casos la esquistosidad dominante a escala de afloramiento (GONZALEZ CASADO, 1982), que coexisten con otras donde no se observan planos de esquistosidad S_3 . Esto es probablemente debido a la forma de los pliegues de tercera fase (pliegues en acordeón, con flancos muy asimétricos).

Los pliegues generados en esta fase, se desarrollan sobre casi todos los planos de anisotropía preexistentes (S_0 , S_1 , S_2), por su forma suelen pertenecer al tipo 3 o 1c de RAMSAY (1967). Cuando los pliegues se forman sobre superficies plegadas con anterioridad, es normal encontrar estructuras de superposición de plegamiento. Las cuales pertenecen al tipo 3 de RAMSAY (1967), es decir, con formas en gancho, (Fig. 82). Estas formas se originan como cabía esperar cuando el ángulo entre los antiguos planos axiales de los pliegues preexistentes (B_1 o B_2) forma un ángulo muy grande con los nuevos pliegues B_3 , pero los ejes de los pliegues son aproximadamente paralelos.

También parece existir una cuarta fase de deformación (F_4), durante la que se originan sólo pliegues con distinta longitud de onda y tamaño según cada sector. Así en la zona de Buitrago parecen ser métricos (FERNANDEZ CASALS, 1976; - GIL TOJA et al, 1984), en el Macizo de Honrubia son centrimétricos (GONZALEZ CASADO, 1982) (Fig. 83), en el Macizo del Escorial y en la región de Avila parecen ser Kilométricos (CAPOTE, 1985). En todos los casos los pliegues tienen direcciones próximas a la E-W, plano axial erguido, pequeña inmersión y no llevan

AUTOR	F ₃	F ₄ y/o F ₅
F. Casals 1976-79 (Sector Bultrago)	-Poco intensas (S ₃ crenulación) -Penetrativa al E. Z.C.B. -Aprieta las estructuras. -Plegues meridianos.(S.SE-N) -Macroestructuras ergidas.	Microplegues, plano axial vertical y dirección E-W.
G. Lodeiro 1980 (Sector Berzosa-Hiendelaencina)	-Grandes flexiones y plegues angulares. -Buza al E. -Retrovergencia estructuras anteriores. -S ₃ crenulación.	-Acotamiento general. -Plegues gran longitud de onda -NNW-SSE.
Capote 1985 (Sector Berzosa)	-Plegues menores N-S vergentes al W. -Grandes Plegues angulares.	-Microplegues dirección E-W - Inmersión al E.
Tornos 1980 (Sector Peñalora)	-S ₃ crenulación. NNW-SSE. -Dobles inmersiones.	-Plegues longitud de onda variable desde cm. a Km., plano axial subvertical de dirección E-W.
G. Casado 1982 (Honrubia)	-Vergencia al SW. Grandes plegues de tipo Kink. -Verticaliza las estructuras anteriores S ₃ -crenulaciones en bandas.	-Débiles plegues cruzados de dirección SW-NE.
Gil Toja et al 1984 (Guadarrama)	-Plegues amplios, erguidos. -NNW-SSE vergentes al Oeste. -S ₃ crenulación local.	Dirección E-W, plano axial subvertical, longitud de onda variable desde cm. a hectométrica. - Plegues angulares de tipo Kink.
Babín 1971 (El Vellón)		Plegues Tardíos E-W?



RELACION S_2 , S_3 , B_2 , B_3
SUPERPOSICION TIPO 3

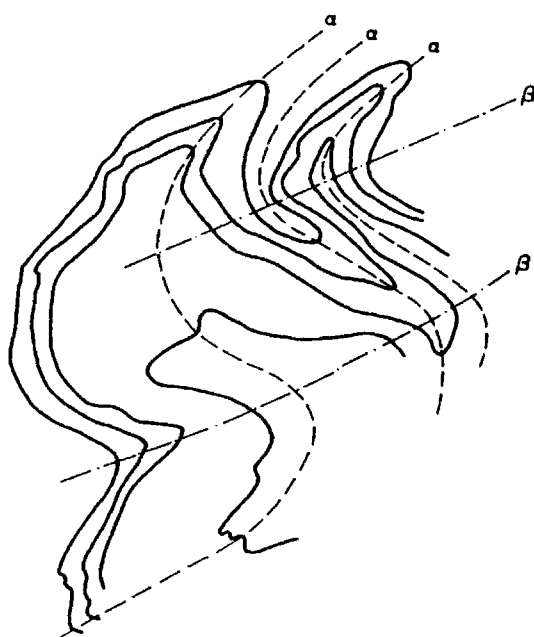
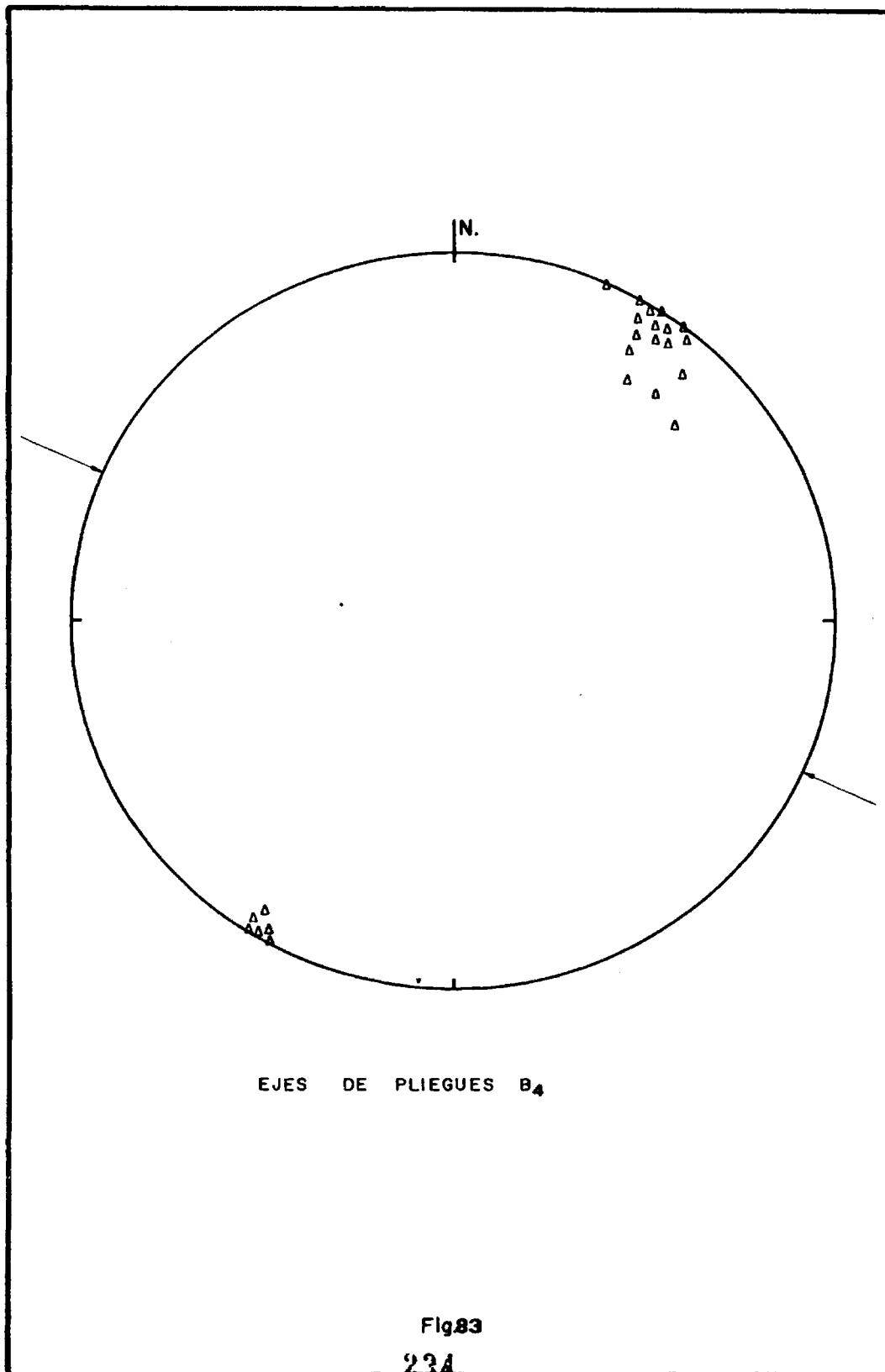


Fig.82



asociada esquistosidad. La interferencia entre los grandes macropliegues de esta fase y las anteriores, condiciona la forma de algunos afloramientos especialmente los del Complejo de Gredos. (LAMINA 15).

3.III.2. Deformación Distensiva.-

* Con posterioridad a las etapas compresivas hay una fase de deformación distensiva, caracterizada por la existencia de bandas o zonas con deformación predominante por cizalla simple, a las que se asocian en algunos casos milonitas. (DOBLAS et al, 1983; MARTIN ESCORZA, 1977).

En la región estudiada y en áreas próximas a la Zona de Cizalla de Berzosa, se localizan también estas estructuras que reflejan la fase distensiva, en este sector reúnen las siguientes características:

La deformación se refleja en un conjunto de microestructuras repartidas de una manera uniforme, que se pueden clasificar como estructuras de tipo "S-C".

También existen asociadas a estas una serie de niveles de rocas miloníticas desarrolladas en varias litologías.

Por último, indicar que esta deformación es posterior a la zona de cizalla sinmetamórfica de Berzosa. (LAMINA 15).

En la región de Buitrago-Somosierra, se caracteriza por:

Planos S: Los planos S, son los definidos por la esquistosidad de segunda fase S_2 , reuniendo las características de esta. Son por tanto anteriores a los planos "C" y sin relación genética con ellos.

Planos C: - Son un conjunto de planos de cizalla discontinuos, que aparecen, con distinta intensidad en cada afloramiento.
- No son muy penetrativos a nivel microscópicos, aunque según el lugar en donde se sitúe la roca, pueden ser más o menos abundantes.

Están formados por cuarzo, moscovita y biotita.

La deformación dentro de los planos es fundamentalmente dúctil, encontrándose el cuarzo con formas acintadas, y las biotitas o moscovitas de los planos "S" dobladas al penetrar en las zonas "C", pero dentro de los planos "C", estas se sitúan paralelas a los mismos.

Milonitas.-

Son pequeños niveles tabulares, con potencias métricas o menores, cuyos bordes suelen estar orientados paralelos a los planos "C".

En función de las características de la deformación, podemos encontrar protomilonitas, milonitas y ultramilonitas (según la clasificación de SIBSON, 1977). En ningún caso se observan en su interior planos "S".

Pueden generarse sobre distintos tipos de rocas, como gneises, cuarcitas, venas de segregación de cuarzo, etc.

El régimen de la deformación es dúctil/frágil en función de cada mineral, así existen cuarzo acintados, coexistiendo con cristales de feldespato fuertemente deformados con carácter frágil. Pero en conjunto se puede considerar la deformación como dúctil.

En algunos casos las milonitas presentan una foliación interna que tiene la misma orientación que los planos "C".

En el Macizo de Honrubia reúnen las siguientes características:

Planos S: Pueden ser bien los definidos por la esquistosidad de S como en el caso anterior, que es lo habitual en las rocas pelíticas fuertemente esquistosas. O bien en las cuarcitas donde los planos S, solo se pueden distinguir microscópicamente, y están definidos por cuarzoes recristalizados oblicuos a los planos S. (Esta clase de estructuras "S-C", pertenecen al tipo II de LISTER y SNOKE, 1984).

Planos C: Son como en el caso anterior, una serie de planos de cizalla discontinuos dentro los cuales se encuentran como sigmoides los planoides los planos "S", o bien los cristales de cuarzo orientado.

La deformación dentro de los planos "C", es en este caso más frágil que en Buitrago, siendo normal encontrar, las superficies "C", definidas por pequeños subgranos de cuarzo. En algún caso con deformaciones más dúctiles es posible encontrar micas con estructuras "mica fish" (LISTER y SNOKE, 1984), definiendo los planos "C".

Milonitas.-

Son zonas decamétricas, con formas planares irregulares pero que en conjunto son paralelas a los planos "C".

Según la clasificación de SIBSON (1977) son protomilonitas, y la deformación en ellas es frágil / dúctil, encontrándose normalmente, los granos de cuarzo de

formados ductilmente, coexistiendo con feldespatos maclados, granates muy fracturados y según los casos otros minerales más o menos triturados.

De los criterios anteriores, se puede deducir que los planos "S" y "C" no se originan en el mismo momento de la historia deformacional del macizo, excepto en la región de Honrubia, por tanto existen ya los planos S cuando se originan los C, no siendo ambos coetáneos.

Orientación.-

Planos C: En la región de Somosierra-Buitrago, se disponen siempre en dirección N-S a N-45-E, y con buzamientos próximos a los 45 grados hacia el Este (Ver Fig. 84).

En el macizo de Honrubia, se disponen con direcciones N.W-S.E y con buzamientos próximos a 80-90° hacia el N.E.

Planos S-C: En el sector Central, (zona próxima a El Cardoso), se midió el ángulo formado entre los planos S y C, a partir de estas medidas se construyó un mapa de valores para estos ángulos (Fig.85a). En el se puede apreciar como el ángulo entre los planos S y los C, aunque esta siempre próximo a un valor medio de 20°, disminuye hasta los 12°, conforme nos desplazamos hacia el Este de la traza de la Falla de Berzosa.

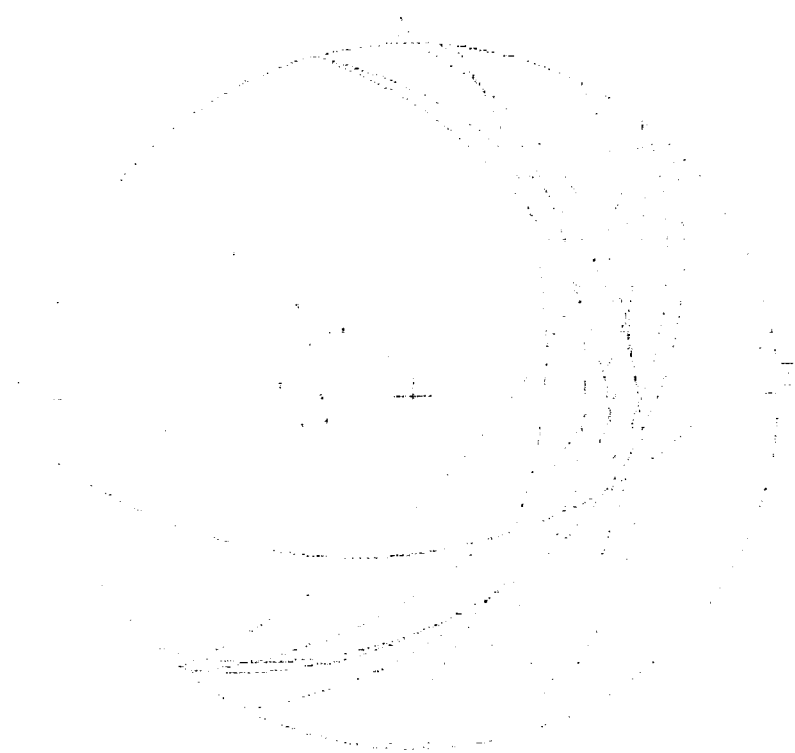
Interpretación.-

Tipo de Movimiento.-

En función de la geometría de los sigmoides definidos por los planos "S", se pueden determinar dos esquemas de movimiento:

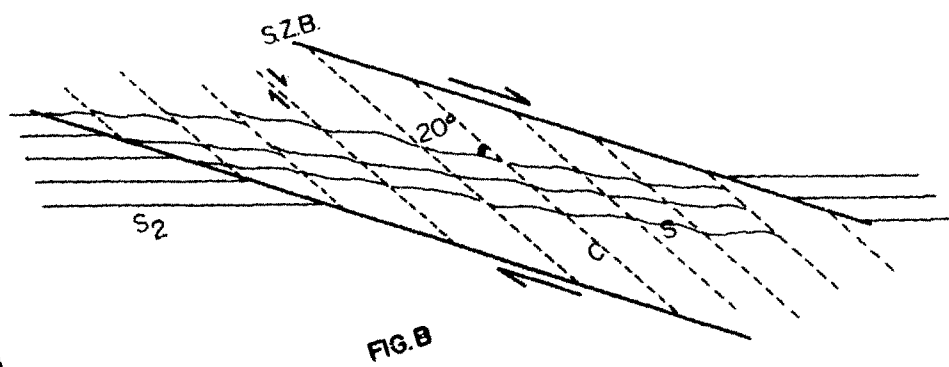
En la zona de Somosierra, se deduce un deslizamiento sobre los planos "C", como cizallas normales, que indicarian un descenso relativo de los materiales del Este, con respecto a los de Oeste de esta región, es decir, una extensión del macizo.

En Honrubia, el movimiento resultante dada la verticalidad de los planos "C", y la orientación de los sigmoides, corresponde a un desgarre dextral.



ORIENTACION DE LOS PLANOS "C"

FIG.-84



Origen.-

Las estructuras de tipo "S-C", no coetáneas, se describen por varios autores (PLATT y VISSERS, 1980; PLATT, 1984; WEIJERMANS y RONDEEL, 1984). En estos trabajos se describen dichas estructuras como crenulaciones espaciadas oblicuas a los planos "S". Los planos "C", pueden formar uno o dos sistemas siendo normal que aparezca uno solo.

Según DOBLAS (1985), en el caso de estructuras "S-C", no coetáneas, en las cuales existen planos "S", anterior al episodio de deformación por cizalla simple se pueden dar dos casos (Ver Fig.86b, de DOBLAS, 1985).

- A.- Cuando los planos "S" iniciales son paralelos a los límites de la zona de cizalla (S.Z.B). En este caso obtenemos crenulaciones extensionales con sigmoides (de planos S) asimétricos.
- B.- Si los límites de las zonas de cizalla son oblicuos a los planos S, - preexistentes podemos obtener sigmoides desarrolladas sobre planos "S" simétricos o asimétricos.

En el caso de Somosierra-Buitrago, debido a que no se localizan en el campo los bordes de la zona de cizalla, y en función de las relaciones angulares entre los planos S-C, es muy probable que nos encontremos en el caso A. (Fig.86).

De manera que estas estructuras S-C, se formarían como resultado de una cizalla horizontal dextral, que se reflejaría en el campo como una esquistosidad extensional.

Por otro lado en algunos puntos de este macizo, se encuentra en distintos afloramientos una esquistosidad de crenulación sobre la S_2 , que se atribuye a la F_3 (FERNANDEZ CASALS, 1979). Estas crenulas son sigmoides simétricos, siendo los planos de esquistosidad que van asociados a ellas notablemente paralelos a los planos C. Esto nos conduce a plantear que probablemente, tienen un origen común en los dos casos, es decir, se forman en la etapa de cizalla simple, sólo que en este caso la orientación previa de los planos S_2 es distinta que en el área contigua y se forman sigmoides simétricos en lugar de asimétricos (Fig.86b,b)

Otra posible explicación, es que fuera de la zona de cizalla los planos C, pasen a originar una esquistosidad de crenulación de este tipo. Este fenómeno -

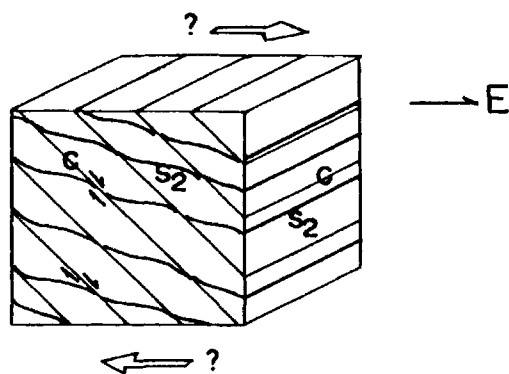


Fig. A

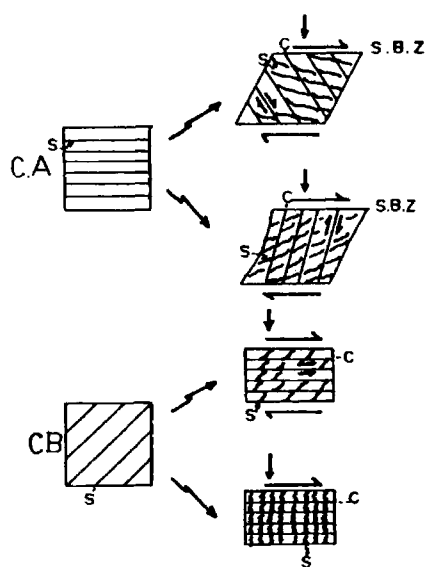


Fig. B (DOBLAS 1985)

se ha visto en otros macizos próximos por ejemplo en el de San Vicente, (DOBLAS et al, 1983; DOBLAS, 1985).

Por último existe el problema de determinar si las estructuras S-C de Somosierra Buitrago son equivalentes en edad a las de Honrubia, es decir, se forman durante el mismo episodio. Con los datos disponibles no se puede determinar esta relación, aunque en sectores próximos de la cadena donde se han estudiado - este tipo de deformaciones, por ejemplo, en el macizo de San Vicente, (DOBLAS - 1983 y 1985) encuentra dos tipos de estructuras S-C, separadas en el tiempo. La primera con planos "C" de dirección S.SE - N.NW y buzamiento al SW, que interpretar como distensiva, y la segunda con planos C con igual dirección, pero con buzamiento verticales, que muestran movimiento como un desgarre simextral. Este mismo esquema temporal, podría existir entre las estructuras S-C, del Macizo de Honrubia y Somosierra-Buitrago.

Un hecho parece confirmarse y es que al final de las deformaciones compresivas Hercínicas, existe una etapa de distensión generalizada en el sector Este del Sistema Central.

3.III.3. Fracturación.-

Después de la etapa distensiva, anterior, existe un importante lapso de tiempo, desde el final de la deformación hercínica, hasta el ciclo alpídico, en el cual predomina la deformación heterogénea.

En este periodo se forman numerosas fracturas, que juegan de diversa forma a lo largo del tiempo, siendo su característica más importante el que están casi siempre actuando en régimen frágil.

Estas fracturas actúan durante un largo lapso de tiempo, así algunas de ellas, probablemente las primeras que se originan, son fallas inversas de gran ángulo, que modifican fuertemente a las estructuras hercínicas, y suelen llevar asociadas franjas de rocas "cataclásticas", entre las que cabe citar, la Falla del Risco (GONZALEZ CASADO, 1982) en Honrubia, la Falla de Piñuecar en Buítrago (CAPOTE et al. 1981) y probablemente la Falla de Pedrezuela (DELGADO, 1986).

La distribución estadística de las fracturas, (Fig.87), muestra la existencia de dos familias principales de fallas, (N-45-E, y N-60-W), que se complementan con otras dos menos abundantes, (N-S y E-W aprox.), aunque evidentemente existen todo un conjunto de fracturas con direcciones intermedias, entre estas cuatro.

A) En el primer grupo, Fallas NE - SW., se pueden individualizar cuatro grandes fracturas, que de Sur a Norte son:

- Falla del Atazar, situada en el límite Sur de la zona estudiada, discurre entre el granito de la Cabrera e Hiendelaencina, el movimiento de esta fractura es complejo, pero como ya indicó FERNANDEZ CASALS (1976), funcionó como una falla inversa direccional que levanta el labio Sur unos 2.000 m.
- Falla del Paular; en las proximidades del Cardoso, se encuentra situada la terminación de esta importante fractura, a la cual se asocia la formación del Valle del Paular, región en donde alcanza los 1.000 m. de salto en épocas recientes (etapa alpina). En nuestra zona esta fractura está representada por una banda con numerosas fallas muy próximas entre sí, que producen desplazamientos a escala cartográfica, en los afloramientos del Gneis Cardoso, y la Formación Alto Rey, por la cuantía de estos pensamos que el salto ha sido bastante menor que en la prolongación SW de dicha falla.
- Falla Septentrional; en la zona de Riaza, existen también numerosas fracturas con esta dirección, especialmente en los afloramientos más

ORIENTACION Y FRECUENCIA DE LAS FALLAS
DEL AREA ESTUDIADA

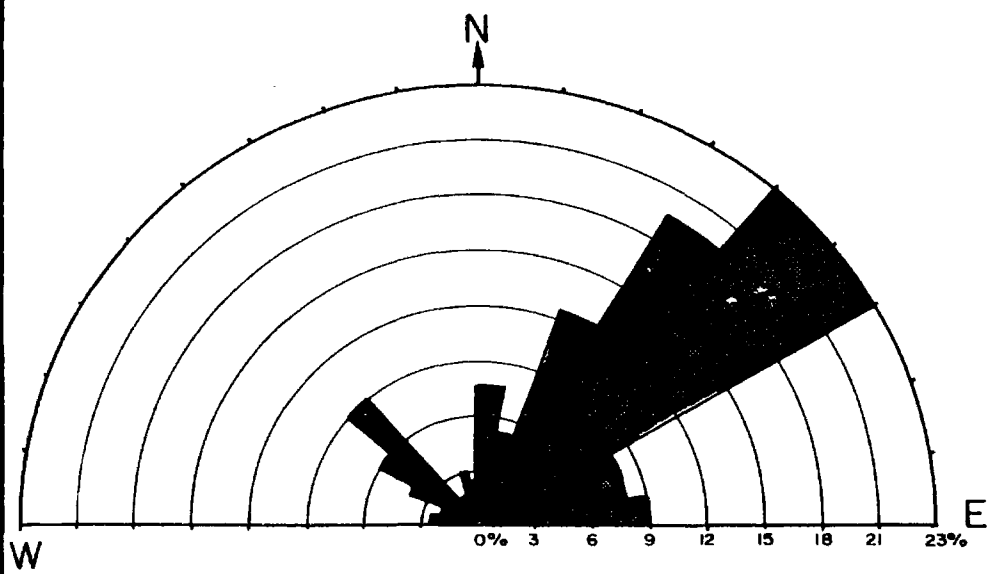


FIG- 87

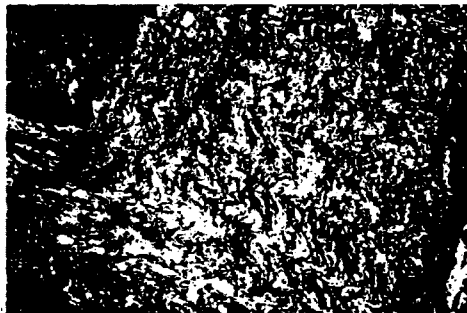
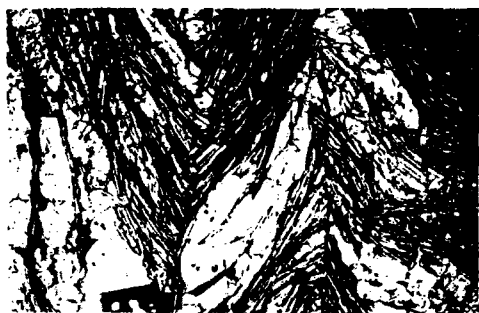
septentrionales del Paleozoico. Estas fracturas deben de relacionarse con la falla que limita por el Norte el bloque levantado de la Sierra de Guadarrama.

- Falla de la Mina (GONZALEZ CASADO, 1982), esta importante fractura, se localiza en el extremo NW, del macizo de Honrubia, donde separa las rocas Paleozoicas de las Mesozoicas, y lleva asociado una importante banda con cataclasitas. Su prolongación fuera de este macizo, parece delimitar todos los afloramientos metamórficos que existen en la vertiente Septentrional del Guadarrama.

En conjunto es aceptado una primera etapa con movimientos de desgarre sinetral para estas fracturas (CAPOTE, 1972; VEGAS, 1975; UBANELL, 1981; GONZALEZ CASADO, 1982), y una etapa posterior más moderna (probablemente terciaria) donde - tienen importantes saltos en la vertical.

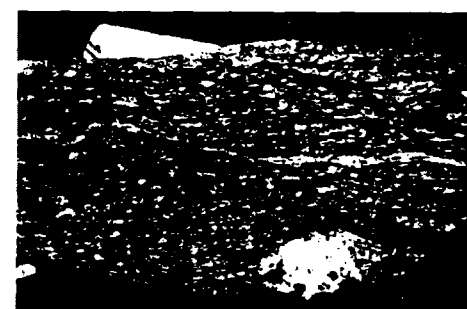
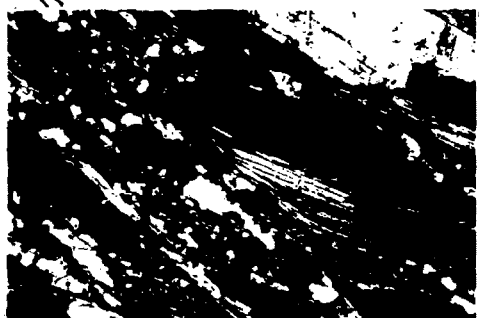
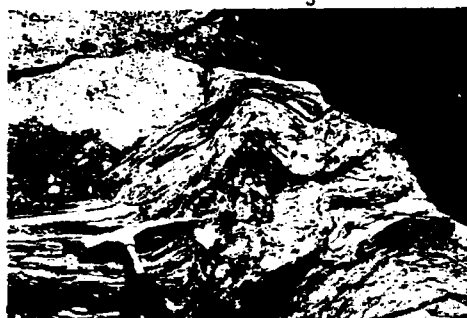
B) En las fallas de orientación NW - SE, cabe independizar a la Falla del Risco, y a la Falla de Honrubia, ambas en dicho macizo, la última delimitando al mismo por el Oeste. Estas fracturas llevan asociadas un ancho corredor con rocas cataclásticas, y ha sido constatado un movimiento tanto en la vertical (como cabalgamientos, como en la horizontal (desgarres). Este último es probablemente el más - antiguo (GONZALEZ CASADO et al. 1985).

C) De la última familia de fracturas (N-S y E-W) dada su escasa representación en el sector estudiado es difícil establecer sus características. Probablemente esta relacionadas genéticamente con las fracturas de las otras familias (VICENTE et al. 1985).



A) Aspecto Macro y Microscopico de la esquistosidad S_3

B) Pliegues angulares B_4



C) Planos S y C tardios,
formados sobre el Gneis Berzosa.

D) Fallas Inversas tardias. Detalle
de la Falla del Risco.



3.III.4. Afloramiento Actual.-

Podemos resumir por tanto que la historia de deformación que se suceden en la región es la siguiente (Fig.90).

PRE-HERCINICAS

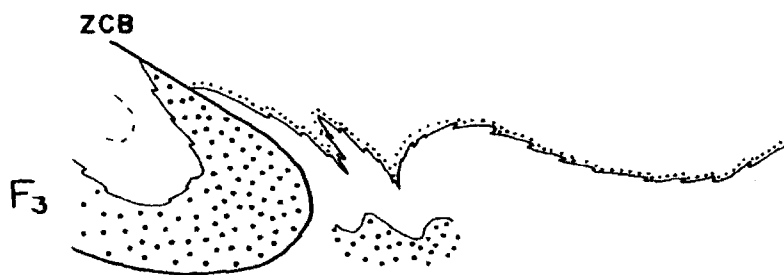
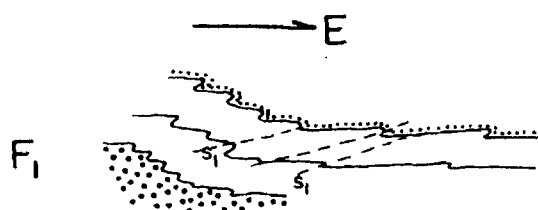
Levantamientos en la vertical reflejados en discordancias cartográficas, - situadas antes del Ordovícico.

HERCINICAS

- F₁.- Origina pliegues vergentes al Este, y esquistosidad muy penetrativa.
- F₂.- Se forman grandes cabalgamientos (Z.C.B.) vergentes al Este, lleva - esquistosidad asociada que es más penetrativa hacia el Oeste.
- F₃.- Genera grandes pliegues kilométricos, de dirección Norte-Sur, y vergentes al Este, que cambia las vergencias de estructuras anteriores.
- F₄.- Pliegues erguidos de dirección Este-Oeste, que no llevan esquistosidad asociada.
- F₅.- Durante esta etapa se forman zonas de cizalla, vergentes al Oeste, y que pueden reflejar una distensión generalizada de la región.

TARDI-HERCINICAS

Etapa de fracturación frágil, que comienza con la formación de fallas inversas de gran ángulo, vergentes al Este, que modifican todas las estructuras anterior_{es}.



----- Formation Alto Rey
 Gneises glandulares

FIG-88
 248

3. IV. EDAD DE LAS DEFORMACIONES.

3.IV. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Debido a la ausencia de materiales Paleozóicos posteriores al Ordovícico en la zona afectada por la zona de cizalla, solo podemos determinar el carácter postordovícico para el funcionamiento de esta.

Por corresponder las fases de deformación descritas por nosotros, con las propuestas por FERNANDEZ CASALS (1979 y 1976), se pueden adoptar por correlación las mismas edades que las propuestas por este autor, que son:

F_1	349 ± 10 m.a	(Fameniense).
F_2	311 ± 5 m.a	(Post Namuriense-Pre Westfaliense B).
F_3	300 m.a	(Pre Estafaniense B).

Estas edades fueron asignadas en base a correlaciones con otras zonas - del Macizo Ibérico, especialmente con la zona Cantábrica, donde sí están bien datadas las distintas fases hercínicas en función de las edades de las últimas capas preorogénicas y las primeras postorogénicas.

Estos criterios de correlación con otras áreas resultan ambiguos, ya que otros autores (GONZALEZ LODEIRO, 1981), llegan a resultados distintos usando este mismo método. Para este autor la etapa principal de deformación en la región estudiada es de edad intra-Westfaliense inferior.

No obstante y como indican GIL IBARGUCHI et al. (1983), la correlación entre fases tectónicas de zonas interiores de la cadena, donde se separan las fases entre si por criterios puramente estructurales, con las zonas externas donde las distintas etapas de deformación se deducen en base a discordancias y otros criterios estratigráficos, es como mínimo arriesgada. Además como propone PULGAR (1980) las fases tectónicas no tienen por que tener la misma edad en todo el Macizo Hesperico, aunque si tengan un mismo significado tectónico.

Para estos autores (GIL IBARGUCHI et al. 1983), la edad de las deformaciones hercínicas varia en cada zona de la cadena, de modo que las primeras - fases son más antiguas en las zonas más internas del macizo (Límite Devónico-Carbonífero, en la zona Centro-Iberica), mientras que en las áreas externas - son más modernas (Westfaliense-Estefaniense, en la zona Cantábrica). Este carácter heterócrono parece disminuir en el caso de las fases más modernas (F_3).

Las edades propuestas para la zona Centro-Iberica son:

F_1	Devónico Sup.
F_2	Tournasiense-Viseense (Carbonífero Inf.)
F_3	Westfaliense B-C.

Estos mismos autores (GIL IBARGUCHI et al., 1983) señalan también la existencia de un magmatismo ácido pre- F_1 ; probablemente anorogénico (relacionado con una etapa de "rifting" (DEN TEX, 1980)).

El problema de la situación temporal de la principal etapa de deformación estudiada en este trabajo (F_2), podrá solucionarse cuando se realicen determinaciones radiométricas de los distintos cuerpos pegmatoides que jalonan la zona de cizalla estudiada. La datación de los diversos cuerpos de ortogneises, también aportará información para la solución de este problema. Desgraciadamente las dataciones radiométricas publicadas sobre este tema son prácticamente inexistentes.

3.V. CONCLUSIONES GENERALES.

3.V. CONCLUSIONES GENERALES

- En primer lugar resaltamos la validez del método seguido para alcanzar el objetivo propuesto, de establecer el modelo tectonometamórfico para la zona de cizalla de Berzosa.

El estudio de las diferentes estructuras tectónicas a todas las escalas, al igual que el estudio de las transformaciones metamórficas, nos han permitido - determinar cual es la evolución, tanto espacial como temporal, de los procesos tectónicos y metamórficos relacionados con la zona de cizalla estudiada.

- Los resultados obtenidos en esta investigación, tienen dos categorías. - La primera corresponde a un conjunto de conclusiones parciales resultantes de la investigación regional. La segunda es de mayor rango y consiste en la agrupación de todas las anteriores en el modelo evolutivo del accidente tectónico estudiado:

Como conclusiones regionales, podemos decir que:

A) En la región estudiada, existen dos claros dominios litoestratigráficos, con características muy distintas. Estos dominios se encuentran separados por la zona de cizalla y presentan una gran continuidad lateral, pues se extienden desde Berzosa hasta Honrubia.

- El Dominio Oeste, presenta una continua formación de gneises glandulares en su base (Gneis Berzosa), gneises que son mayoritariamente de origen - paraderivado, aunque probablemente contienen intercalados algunos niveles de origen ortoderivado. Sobre este conjunto existe un potente tramo de metasedimentos (Formación Buitrago) con algunas capas carbonáticas interestratificadas.

- Dominio Este, caracterizado por la existencia de un Ordovícico inferior y medio con fauna, sobre un conjunto primordialmente gneisico. El cual muestra una clara zonación con respecto a un eje de dirección meridiana, que separa, una zona central, donde por debajo del Ordovícico solo hay - gneises porfiroides (Gneis "Olla de Sapo" de la antiforma. Becerril-Honrubia) probablemente paraderivado, de dos regiones situadas a los lados de este eje, donde las series pre-ordovícicas, se caracterizan por contener mayoritariamente metasedimentos y gneises porfiroides paraderivados (Gneises y Metasedimentos del Cardoso), junto con algún cuerpo - gneisico de origen ortoderivado.

B) Las deformaciones principales que afectan al área estudiada pertenecen al ciclo Hercínico, distinguiéndose cinco etapas que reúnen las siguientes características.

* Durante la primera fase (F_1) se originan las macroestructuras más visibles que son: La Antiforma del Cardoso, que agrupa cuatro estructuras de orden menor, el Sinclinal de Riaza, y la Antiforma de Becerril-Honrubia. Todas ellas con dirección meridiana y vergencia al Este. Durante esta fase, también se generan diversas microestructuras, destacando entre ellas una esquistosidad muy penetrativa.

* En la segunda fase de deformación, se origina la macroestructura estudiada. Disponiéndose la zona de cizalla de Berzosa, con dirección Norte-Sur e inclinación al Este. Su traza discurre subparalela a las macroestructuras de primera fase, a las cuales corta de manera progresiva hacia el Norte.

- Las principales mesoestructuras generadas durante este periodo, son una esquistosidad (S_2), micropliegues (b_2) y lineaciones (l_2). Todas ellas muestran una clara relación, con la zona de cizalla, pudiendo distinguirse varias zonas en función a la distancia con la zona de cizalla. En todos los casos tienen mayor penetratividad y un alto grado de orientación al Oeste de la zona de cizalla. Mientras que hacia el Este disminuyen estas características.

- Las microestructuras creadas en este momento, reflejan fuertemente la deformación por cizalla simple asociada a la falla de Berzosa. Este es el caso de las estructuras planares (planos S y S') micropliegues y porfiroblastos sin- F_2 . Siendo la cantidad de deformación por cizalla simple determinada a partir de estas estructuras directamente proporcional a la distancia entre estas y la zona de cizalla.

- Las petrofábricas de cuarzo estudiadas, muestran una relativa distribución de las simetrías halladas, según se sitúen las muestras en los extremos o en la parte central de la traza de la zona de cizalla de Berzosa. En el primer caso dominan las simetrías monoclinicas, mientras que en el segundo lo hacen las ortorrómbicas.

- Los elipsoides de deformación calculados para esta fase, muestran igualmente una clara variación en función de su posición con respecto a la traza de la falla, así en los extremos son elipsoides más alargados y en el centro de la banda son de tipo aplastado.

La deformación por cizalla simple calculada de las rotaciones sucesivas de los porfiroblastos indica los valores mínimos del orden de $\gamma = 5.0$.

- * Las estructuras de tercera fase, son grandes pliegues, de dirección Norte-Sur, vergencia al Oeste, y gran longitud de onda, que modifican completamente la orientación de estructuras anteriores. Durante esta etapa se forma localmente una esquistosidad de crenulación.
- * Se constata la existencia de una cuarta fase de deformación, de dirección Este-Oeste, que origina pliegues erguidos, que aparecen de forma esporádica y pueden condicionar fuertemente la geometría actual de los afloramientos rocosos.
- * Existe una última etapa de deformación (F_5 ?), durante la que se forma una importante zona de cizalla dúctil, con inclinación al Oeste, que se superpone en parte a la traza de la zona de cizalla de Berzosa y que funciona como una falla Normal en Buitrago.

Esta etapa podría corresponder a una distensión generalizada a escala del sistema Central.

- * Durante el comienzo de la etapa de deformación frágil tardi-Hercínica, se originan gran cantidad de fallas inversas de gran ángulo vergentes al Oeste, que modifican en gran medida las estructuras anteriores.

C) Se distinguen en la zona estudiada varias etapas metamórficas y magmáticas:

- * Una etapa inicial, sincrónica con la primera fase, que se encuentra fuertemente modificada por tres fases posteriores.
- * Se reconoce un segundo episodio metamórfico, que guarda una cierta relación con la Zona de Cizalla de Berzosa, asociación que se pone de manifiesto

por:

- La relación espacial existente entre las zonas donde se producen crecimientos minerales, sin- F_2 y la zona de cizalla (Gr, St, Plag., etc)
- La disposición de los crecimientos minerales posteriores a la etapa de movimiento, que se sitúan bordeando a la zona de cizalla y al Este de la misma. ensanchándose estas zonas hacia el N.E. (Zonas estaurolitas post F_2 y Andalucita y sillimanita en venas).
- En base a las asociaciones minerales, establecemos la existencia de las siguientes zonas; zona de clorita, zona de cloritoide, zona de la estaurolita, zona sillimanita con dos subzonas (Andalucita y Distena). Que mantiene una fuerte simetría con respecto a la zona de cizalla.
- Las microestructuras que presenta el cuarzo, (crecimientos exagerados, mosaicos, etc), están claramente controladas por la zona de cizalla.
- Se establece la sucesión de transformaciones principales del silicato aluminico en venas de cuarzo que es $Ky \rightarrow Sill$ y $Ky \rightarrow And \rightarrow Sil$ en el alóctono, y $Sill \rightarrow And$ en el autóctono.
- * Existen una importante etapa, caracterizada por procesos retrometamórficos e hidrotermales, posteriores a la segunda etapa metamórfica, que se asocia espacialmente con el cabalgamiento.
- * Se observan, gran cantidad de pegmatitas relacionadas con la zona de cizalla, distinguiéndose entre ellas, cuerpos intruidos en varios momentos con respecto a la segunda fase, aunque dominan los tipos tardi- F_2 . En relación con estas, se encuentran granitos de dos micas sin- F_3 .

Como conclusión general se puede afirmar que:

* La zona de cizalla de Berzosa-Honrubia, es un importante accidente tectónico que separa dos dominios, con distintas características tanto metamórficas como litoestratigráficas, dentro del Sistema Central.

La deformación se produce en unas condiciones próximas a la fluencia dúctil, en una ancha banda dirección meridiana, entre Berzosa y Honrubia, siendo la velocidad de deformación mínima. La dirección de movimiento es del S.W. hacia el N.E., correspondiendo a un cabalgamiento en el sector central y a un desgarre, con mayor o menor grado de movimiento en la vertical, en los extremos.

Este cabalgamiento produce la superposición de las zonas metamórficas anteriores, lo que trae consigo un cambio en las condiciones P.-T- de la región deformada, que se refleja en crecimientos minerales sin-F₂. No obstante parecen estar en cierto grado enmascarados por el calentamiento general que sufre la región, (efecto más marcado en las venas con Silicato Aluminico). Asociado al cabalgamiento, existen en el autóctono una importante serie de procesos hidrotermales tardi. a post-cinemáticos.

Este accidente tectónico condiciona también, la aparición de un conjunto de cuerpos magmáticos en el alóctono (Pegmatoides y Granitos de dos micas).

Desde el punto de vista estructural, el cabalgamiento de Berzosa-honrubia, aplasta fuertemente y corta a las estructuras de primera fase Hercínica.

Llevando asociadas numerosas meso y microestructuras, las cuales son más penetrativas y uniformes en el alóctono, donde borran a las de fases anteriores, que en el autóctono, donde se pueden reconocer claramente las deformaciones anteriores, y las producidas por el cabalgamiento muestran una mayor dispersión.

* Con posterioridad, a las fases tercera y cuarta, que modifican fuertemente la geometría de la zona de cizalla de Berzosa. Sobre ella se superpone una zona de cizalla dúctil, que actúa como una falla normal vergente al Oeste, que origina algunos niveles de rocas miloníticas, y una fuerte distensión del macizo.

3. VII. BIBLIOGRAFIA.

APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L.

- 1970 "Estudio geológico de la zona metamórfica de HONRUBIA".
Estudios geológicos, 26, 267-315.

APARICIO, A., BARRERA, J.L., CARABALLO, J.M., PEINADO, M. y TINAO, J.M.

- 1975 "Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español". Mem. Inst. Geol. Mine.; 88.

APARICIO, A., BRANDLES, J.L. y SEMPERE, J.

- 1979 "Estudio Comparativo de la Petrofábrica de las inclusiones de cuarzo en cristales precinemáticos". Boletín Geológico y Minero T. XC-I, Año 1979 (49-59).

ARCH E, A., CAMARA, P. y DURANTEZ, D.

- 1977 "Consideraciones sobre las serie orodovícicas y ante-orodovícicas de la región de la Sierra de Alto Rey - Sierra de la Bodega (Sistema Central, Spain). Boletín Geológico y Minero, LXXXVIII-VI. pg. 501 a 507.

ARENAS, R.

- 1979 "Petrogénesis de las formaciones metamórficas del sector de Riaza". Tesis de Licenciatura de la F. Ciencias Geológicas. U. Complutense Madrid.

ARENAS, R., CASQUET, C. y PEINADO, M.

- 1980 "El Metamorfismo del Sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central Español). Implicaciones Geoquímicas y Petroológicas. Cuad. de Labo. Geol. de Laxe, 1, 117-146.

ARENAS, R., GONZALEZ LODEIRO, F. y PEINADO, M.

- 1982 "Lazona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas". Cuad. do Labo. Xeolo. de Laxe, 3, 123-161.

AVE'LALLEMENT, A.G. y CARTER, N.L.

- 1971 "Preassure dependence of quartz deformation lamellae orientations". Am. Jour. Sci., 270, 218-235.

BABIN, R.

- 1971 "Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de el Vellon". Bol. R. Soc. Espa. Hist. Nat. (Geol), 69, 5-27.

BARD, J.P.

- 1980 "Microtexture des Roches magmatiques et metamorphiques". Ed. Masson, 191 pp.

BARD, J.P., CAPDEVILA, R. y MATTE, P.H.

- 1970 "Les grands traits stratigraphiques tectoniques, metamorphiques et plutoniques des sierras de Gredos et de Guadarrama". C.R. Acad. Sci. Paris., 270, 2630-2633.

BARD, J.P., CAPDEVILA, R. y MATTE, P.H.

- 1971 "Sobre el tipo de matmorfismo regional progresivo Hercínico en el Guadarrama Oriental". Acta Geológico, Hispanica 6, 46-48.

BARD, J.P., CAPDEVILA, R., MATTE, P.H. y RIBEIRO, A.

- 1973 "Geotectonic Model for the Iberian Variscan Orogen". - Nature, Physical Science, 241, 50-53.

BASTIDA, F.

- 1981 "Medida de la deformación a partir de pliegues paralelos aplastados". Trabajos de Geología, 11, 15-33.

BELL, T.H.

- 1985 "Deformation partitioning and porphyroblast rotation in metamorphic rocks: a radical reinterpretation. J. metamorphic Geol. 1985, 3, 109-118.

BELL, T.H., RUBENACH, M.J. y FLEMING, P.D.

- 1986 "Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development". Jour. metamorphic Geology, 4, 37-67.

BELLIDO, F.

- 1979 "Estudio Petrológico y geoquímico del plutón granítico - de la Cabrera (Sistema Central Español). Tesis. U.C. M.

BELLIDO, F., CAPOTE, R., CASQUET, C., FUSTER, J.M., NAVIDAD, M. PEINADO, M., VILLASECA, C.

- 1981 "Libro Guía de la Excursión Geológica VII Reunión sobre geología del Oeste peninsular". Cuadernos Geol. Iberoica, 7, 15-51.

BISCHOFF, L., SCHAFER, G., SCHMIDT, K. y WALTER, R.

- 1973 "Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama". Münster Forsh. Geol. Paleonto., 28, 27-30.

BOUCHEZ, J.L. y PECHER A.R.

- 1981 "The Himalayan main central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal". Tectonophysics, 78, - 23-50.

BOULLIER, A.M. y QUENARDEL, J.M.

- 1981 "The Caledonides of northern Norway: relation between preferred orientation of Thrust and Nappe Tectonic, K.R. Mc. Clay and N.J. Price. Blackwell Sci. Publ. pp. 185-195.

BULTYNCK, P. Y SOERS, E.

- 1971 "Le Silurien supérieur et le Devonien inférieur de la -
Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). Première partie:
stratigraphie et tectonique". Bull. Inst. r. Sci. nat. -
Bel., 47 -1, 1-22. Bruxelles.

BURG, J.P. y LAURENT, P.

- 1978 "Strain analysis of a shear zone in a granodiorite". Tec
tonophysics, 47, 15-42.

BURG, J.P. y TEYSSIER, C.

- 1983 "Contribution à l'étude tectonique et microtectonique des
series cristallophylliennes du Rovergue oriental: La defor
mation des laccolites syntectoniques, type Pinet. Geologie
de la France (2) 1, n°1-2. pag.3 a 30.

- CAPDEVILA, R. y CORRETGE, G. y FLOOR, P.
- 1973 "Les granitoides varisques de le Meseta Iberique". -
Bol. Soc. Geol. France, 7, XV, 3-4. 209-228.
- CAPOTE, R.
- 1972 "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la Provincia de Avila". Tesis, F.C. Geológicas, U.C.M. 289 pp.
- CAPOTE, R. y FERNANDEZ CASALS, M.J.
- 1975 "Las series anteordovícicas del Sistema Central". -
Bol. Geol. Mine. 86-6, 581-596.
- CAPOTE, R., CASQUET, C., FERNANDEZ CASALS, M.J., MORENO, F., -
 NAVIDAD, M., PEINADO, M. y VEGAS, R.
- 1977 "The Precambrian in the Central part of the Iberian Massif".
Estudios Geológicos 33 (4). 343-355.
- CAPOTE, R., FERNANDEZ CASALS, M.J., GONZALEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS, M.
- 1977 "El límite entre las zonas Asturoccidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central". Bol. Geol. Mine
ro 88 (6), 517-520.
- CAPOTE, R., CASQUET, C. Y GONZALEZ CASADO, J.M.
- 1981 "Tectónica y Metamorfismo del Macizo Hercínico de Honrubia (Provincia de Segovia)". Cuader. Geolo. Iberica, 7,
 441-454.
- CAPOTE, R., CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M.J.
- 1982 "La tectonica Hercíncia de Cabalgamientos en el Sistema Central Español". Cuadernos Geología Iberica, 7, 455-469.

CAPOTE, R. y SAN JOSE, M.A.

- 1983 "Las formaciones metasedimentarias de Zamora, Salamanca y el Sistema Central". Libro jubilar José María Ríos, I, pg.100.

CAPOTE, R.

- 1985 "Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica. Rev. Real. Acad. Cien. Exact. Fisi. y Natu. (in press).

CARANDELL, J.

- 1914 "Las calizas cristalinas del Guadarrama". Trab. Museo Nac. Ciencias Nat., 8, 1-69.

CARLS, P.

- 1969 "Zur Ein tufung des Devon der östlichen Guadarrama (Spanien)" Senck. Letlr., 50, 1, pp. 67-79.

CARRERAS, J., ESTRADA, A. y WHITE, S.

- 1977 "The effects of folding on the c-axis fabric of a quartz mylonite". Tectonophysis, 39, 3-24 pp.

CARRERAS, J. y GARCIA CELMA, A.

- 1982 "Quartz of C-axis fabric variation at the margins of a shear zone developed in schists from Cap de Crens (Spain). Acta Geológica Hispanica, T. 17, nº3, 137-149.

CASAS, J.M.

- 1982 "Pseudo-two-girdles c-axis fabric patterns in a quartz-feldspar mylonite (Costabona granodionite, Canigo massif). Acta Geológica Hispanica, T. 17, nº3, 151-157.

CASTEL, C.

- 1880 "Descripción física, geognostica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara". Bol. Com. Mapa Geolo. de España, 7, 334-395.

CASQUET, C.

- 1986 "C-O-H-N fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone: the Berzosa Fault, Spanish Central System". J. metamorphic Geol., 4, 117-130.

CASQUET, C. y TORNOS, F.

- 1981 "Metamorfismo Regional e implicaciones Geotermométricas en el alto Valle de Lozoya (Sistema Central Español). - Cuadernos Geología Iberica, 7, 135-150.

CASQUET, C. y FERNANDEZ CASALS, M.J.

- 1981 "Las anfibolitas de la región de Buitrago del Lozoya (Sistema Central)". Cuadernos Geología Iberica, 7, 121-134.

CASQUET, C. y NAVIDAD, M.

- 1985 "El Metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del Granate". Rev. Real Acadam. Ciencias Exact. Fisi. y Nat. (in press).

COBBOLD, P.R.

- 1977 "Description and origin of banded deformation structures" II. Rheology and the growth of banded perturbations. Canad. J. Earth. Sci., 14, 2.510-2.523.

COBBOLD, P.R.

- 1977 "Description and origin of banded deformation structures". I. Regional strain, local perturbations and deformations bands. Canad. J. Earth. Sci., 14, 1.721-1.731.

CORTAZAR, D.

1981 "Descripción física y geológica de la provincia de Segovia". Bol. Com. Mapa Geol. de España, 17, 1-234.

DELGADO, J.

- 1986 "Estudio estructural de las formaciones metamórficas del Vellon-Pedrezuela. Sistema Central". Tesis Licenciatura U.C.M.

DE WIT, M.J.

- 1976 "Metamorphic textures and deformation: a new mechanism for the development of syntectonic porphyroblast and - its implications for interpreting time relationships in metamorphic rocks". Geolog. J. 11, 71-110.

DE WIT, M.J.

- 1976 "A note on the origin of syntectonic porphyroblast and their inclusion fabrics". Geol. Mag. Vol. 113 (4), 383-388.

DOBLAS, M.

- 1985 "S/C Deformed Rocks: The example of the Sierra de San Vicente sheared granitoides (Sierra de Gredos, Toledo, Spain). Thesis, Harvard University, Massachusetts, 90 pp.

DOBLAS, M., CAPOTE, R. y CASQUET, C.

- 1983 "fenómenos de Cizallas en los granitoides de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). Studia Geológica Salamanticiensa, 18, 27-38.

DUNNET, D.

- 1969 "A technique of finite strain analysis using elliptical particles". Tectonophysics, 7, 117-136.

EISBACHER, G.H.

- 1970 "Deformation mechanics of Mylonitic Rocks and fractured Granites in Cobequid Mountains, Nova Scotia, Canada. Geol. Soc. Amer. Bull. 81, 2.009-2.020.

ENGLAND, P.C. y RICHARDSON, S.L.

1977 "The influence of erosion upon the mineral facies of
rocks from different metamorphic environments". JR. -
Geol. Soc. London., 134, 201-213.

- FEBREL, T., FUSTER, J.M. y DE PEDRO, F.
- 1958 "Explicación de la Hoja Nº 484. (Buitrago del Lozoya)".
Inst. Geol. y Minero de España, 103.pp
- FERNANDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R.
- 1970 "La tectónica Paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozollo". Bol. Geol. Minero, 81, 562-568.
- FERNANDEZ CASALS, M.J.
- 1974 "Significado geotectónico de la formación Gneises de la Morucuera". Studios Geologicos, 7, 87-106.
- FERNANDEZ CASALS, M.J.
- 1976 "Estudio Meso y microtectónico de la zona de transito paleozoico metamórfico de Somosierra (Sistema Central - Español). Tesis, Fac. Ciencias, Univ. Complutense de Madrid, 305.pp
- FERNANDEZ CASALS, M.J.
- 1979 "Las deformaciones Hercínicas del límite Somosierra Guadarrama (Sistema Central). Estudios geológicos, 35, 169-191.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. y GUTIERREZ MARCO, J.C.
- 1985 "Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central". Rev. Real Acad. Ciencias Ex. Fisi. Natu. "in press".
- FLINN, D.
- 1962 "On folding during three dimensional progressive deformation". Q. J.L., Geol. Soc. Lond., 118, 385-428.

FRY, N.

- 1979 "Random Point Distributions and strain Measurement in -
Rocks". Tectonophysics, 60, 89-105.

FUSTER, J.M. y FEBREL, T.

- 1959 "Explicación de la Hoja Nº 509 (Torrelaguna). Instituto,
Geol. y Minero de España, 102.

FUSTER, J.M. y GARCIA CACHO, L.

- 1970 "Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guada-
rrama Oriental (Sistema Central Español). Estudios Geo-
lógicos XXVI, 327-339 pp.

FUSTER, J.M. y GARCIA CACHO, L.

- 1971 "Discu s i ó n sobre el metamorfismo regional del Guadarr-
ma Oriental". Acta geológica Hispanica, 5, 123-130 pp.

FUSTER, J.M., APARICIO, A., CASQUET, C. GARCIA CACHO, L., MORA,
A. y PEINADO, M.

- 1974 "Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y po
lifasicos del Sistema Central Español". Boletin Geológi-
co y Minero, 85, 595-600.

GARCIA CACHO, L.

- 1973 "Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blasto
tesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central
Español". Tesis Fac. Ciencias Univ. Complut. Madrid. -
319 pp.

GAY, N.C.

- 1968 "Pure Shear an simple shear deformation of inhomogeneous
viscous fluids. I. Theory". Tectonophysics, 5, 211-234.

GIL TOJA, A., JIMENEZ-ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J.R.

- 1984 "La cuarta fase de deformación Hercínica en la zona Cen
tral Ibérica del Macizo Hesperico". Cud. do Labo. Xeolo.
de Laxe, 9, 91-103 pp.

GHOSH, S.K. y RAMBERG, H.

- 1976 "Reorientation of inclusions by combination of pure
shear and simple shear". Tectonophysics, 34, 1-70.

GONZALEZ CASADO, J.M.

- 1982 "Estructura y metamorfismo del núcleo cristalino del
anticlinal mesozoico de Honrubia". Tesis Licenciatura
U.C.M. 195 pp.

GONZALEZ CASADO, J.M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C.

- 1985 "La terminación de las estructuras tectónicas del domi
nio oriental del Sistema Central". Rev. Mat. Procesos
Geológicos, 3, 227-234.

GONZALEZ CASADO, J.M. y CAPOTE, R.

- 1986 "La estructura y las series preordovícicas de Riaza
(Sistema Central Español)". Rev. Mat. Procesos Geoló
gicos, 4. (In press).

GONZALEZ LODEIRO, F.

- 1981a "Estudio geológico de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central Español)". Serie Resúmenes de Tesis Doctorales, Universidad de Salamanca; TC.276/1981 - 31pp.

GONZALEZ LODEIRO, F.

- 1981b "Posición de las Series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación". Cuadernos, laboratorio geológico de Iaxe, 2, 125-134 pp.

GONZALEZ LODEIRO, F.

- 1981c "La estructura del anticlinorio del "Ojo de Sapo" en la región de Hiedraencina (Extremo Oriental del Sistema Central Español)" Cuadernos de Geológica Ibérica 7. 535-545.

GUTIERREZ MARCO, J.C., RABANO, I. y PRIETO NOGUEIRA, M.

- 1984 "Nuevos hallazgos de fósiles en las pizarras Ordovícicas de la vertiente meridional de Somosierra (Sistema Central)". I. Congreso Español de Geología, 3, 127-137.

- HAMMAN, W, ROBARDET, M. y ROMANO, M.
- 1982 "The Ordovician System in the Southwestern Europe.
(France, Spain and Portugal). Publ. Internat. Unp.
Gol. Sci., 11, 1-47.
- HANNA, S.S. y FRY, N.
- 1979 "A comparison of methods of strain determination in
rocks from southwest Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent
areas". Journal of structural Geology, 1, Nº2, 155-162.
- HANSEN, E.
- 1971 "Strain facies". Springer Verlag Berlin, 208 pp.
- HARA, I., TAKEDA, K. y KIMURA, T.
- 1973 "Preferred lattice orientation of quartz in shear defor-
mation. Journal Sci, Hiroshima Univ. Ser. C-7. 1-11.
- HEIM, R.C.
- 1952 "Metamorphism in the Sierra de Guadarrama". Min. Geolo-
gisch Inst. Rijks. Univ. Utrech Holland. 66 pp.
- HERNANDEZ-PACHECO, E.
- 1923 "Edad y origen de la Cordillera Central". Assoc. Espa-
ñola Progresá Ciencias Congreso de Salamanca II. 119-
134.
- HERNANDEZ-PACHECO, E.
- 1942 "El mapa de la Sierra del Guadarrama de la escuela Su-
perior del Ejercito". Rev. Univ. Madrid, 2, 3-20.
- HOBBS, B.E.
- 1968 "Recrystallization of single crystals of quartz".
Tectonophysics, 6, 353-401.

HOBBS, B.E.; MEANS, D. y WILLIAMS, F.

1976 "An Outline of structural Geology". Ed. Wiley. 571 pp.

HUDLESTON, P.J.

1973 "Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development". Tectonophysics, 16 (1/2), 1-46.

JENSEN, L.N.

1984 "Quartz microfabric of the laxfordian Canisp Shear Zone, N.W. Scotland". Journal Structural Geolo., 6, 293-303.

JULIVERT, N., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L.

1974 "Memoria del mapa tectónico de la Península Iberica". I.G.M.E. 113.

KILMURRAY, J.

1978 "Distena relictas en la vertiente septentrional de la Sierra del Guadarrama, Sistema Central Español". Estudios Geológicos, 34, 359-361.

LA CASSIN, R., DRIESSCHE, J.

- 1983 "Finite strain determination of gneiss: application of Fry's method to porphyroid in the southern Massif Central (France)". Journal of Structural Geology, Vol 5, - Nº 3/4, pp. 245-253.

LAW, R.D., KNIPE, R.J., DAYAN, H.

- 1984 "Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine thrust zone at loch Eriboill, Northwest Scotland". Journal Structural Geology, Vol.6, Nº5, 477-497.

LISTER, G.S. y SNOKE, A.W.

- 1984 "S-C Mylonites". Journal of structural Geology Vol.6, - 617-638 pp.

LISTER, G.S. y WILLIAMS P.F.

- 1979 "Fabric development in shear zones; theoretical controls and observed phenomena. Journal Structural Geology, 1, 283-297.

LOPEZ RAMOS, C.

- 1980 "Petrogénesis de los materiales metamórficos y plutónicos de la región del Vellon-Pedrezuela.El Molar. (Guadarrama Meridional Oriental). Tesis Licenciatura U.C.M.

LOPEZ RUIZ, J., APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L.

- 1975 "El metamorfismo de la Sierra del Guadarrama, Sistema - Central Español". Mem. Inst. Geolo. Minero de España, 86, 127pp.

LOTZE, F.

- 1929 "Stratigraphie und Tecktonik des Keltiberischen Grudgebirges (Spanien)". Abh. Ges. Wiss. Göttingens Math-Phys., S. N.F. 14, 2, 320 pg. Berlin.

LOTZE, F.

- 1945 "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". Geotek. Forsch. 6, 78-92 pp.

MAC.PHERSON, J.

- 1878 "Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España". Anal. R. Soc. Hist. Nat. 12, 341-378.

MAC.PHERSON, J.

- 1896 "Explicación del Mapa geológico de España. Tomo II. Sistema Cambrico y Silurico". Mem. Com. Mapa Geol. España.

MALLADA, L.

- 1895 "Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo I. Rocas hipogénicas y sistema estrato-cristalino". Mem. Com. Mapa Geológico España. I-1. 568 pg.

MARTIN ESCORZA, C.

- 1977 "Deformación interna puntual de oolitos del Cámbrico inferior en los Montes de Toledo". Estudios Geológicos, 33, 419-431.

MARTIN ESCORZA, C.

- 1977 "Estudio Preliminar de algunos procesos de deformación y cataclasis en la zona de Robledo de Chavela (Sistema Central)". Boletín Geológico y Minero XXXVIII-VI-471-493.

MARTINEZ GARCIA, E.

- 1973 "Deformación y Metamorfismo en la zona de Sanabria". - Estudia Geológica, 5, 7-106.

MULLIS, J.

- 1979 "The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps". Bulletin Mineralogique, 102, 526-536.

NAVIDAD, M.

- 1975 "Caracterización Petrológica de los gneises glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadarrama Oriental). - Estudios Geológicos, 31, 343-350.

NAVIDAD, M.

- 1978a "Las series glandulares Ollo de Sapo en los sectores Nord-Occidental y Centro-oriental del macizo Ibérico". Estudios Geológicos, 34, 511-528.

NAVIDAD, M.

- 1978b "Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores Nord-occidental y Central del - Macizo Iberico". Tesis Universidad Complutense Madrid, 234 pg.

NAVIDAD, M.

- 1979 "Las series glandulares del sector central del macizo - Ibérico (Guadarrama Centro-oriental). Estudios Geológicos, 35, 31-48.

NAVIDAD, M. y PEINADO, M.

- 1981 "Ortogneises y metasedimentos de la formación infrabasal al Ollo de Sapo (Macizo de Hiendelaencina,Guadarrama - Oriental" Cuaderno Geología Iberica, 7, 183-199.

NICOLAS, A.

- 1984 "Principes de tectonique". Ed. Masson, 183 pp.

ODLING, N.E.

- 1984 "Strain analysis of strain path modelling in the Loch
Tollie gneisses, Gairloch, N.W. Scotland". Journal Struc
tural Geol. 6, 543-563.

PALACIOS, P.

- 1879 "Reseña física y Geológica de la parte N.O. de la provincia de Guadalajara". Bol. Com. Mapa Geol. España. 6, 321-352.

PARGA PONDAL, I., MATTE, P. y CAPDEVILA, R.

- 1964 "Introduction a la geologie de l'Olla de Sapo. Formation porphyroide ante silurienne du nord ouest de l'Espagne" Not. Com. Inst. Geolog. y Mine. de España, 76, 119-154.

PECHER, A.

- 1978 "Deformation et metamorphisme associes a une Zone de Cisaillement. Exemple du Grand Chevauchement Central Himalayen (M.C.T.). Transversale des Annapurnas et du Manaslu, Nepal. These, Univ. Grenoble, 354 pp.

PECHER, A.

- 1979 "Les inclusions fluides des quartz d'exudation de la zone du M.C.T. himalayen au Nepal central: donnés sur la phase fluide dans una grande Zone de cisaillement crustal. Bulletin Mineralogique, 102, 537-554.

PECHER, A y BOUCHEZ, J.L.

- 1976 "Microstructures and quartz preferred orientations in quartzites of the Annapurna area (Annapurna Range). Himalayan Geol., 6, 118-132.

PEINADO, M.

- 1985 "Los ortogneises del Sistema Central. Evidencia de un - ciclo pre-Hercínico". Rev. Real Acadm. Ciencias Exact. Físicas y Nat. "in press".

PEREZ ESTAUN, A.

- 1978 "Estratigrafía y estructura de la rama Sur de la zona - Asturoccidental Leonesa". Memorias del I.G.M.E. 92, 149

PLATT, J.P.

- 1984 "Secondary cleavages in ductile shear zones". Journal - Structural Geology, 6, 439-442.

PLATT, J.P. y VISSERS, R.L.M.

- 1980 "Extensional structures in anisotropic rocks". Journal of Structural Geology, 2, 397-410.

POWELL, D. y TREAGUS, J.E.

- 1970 "Rotational fabrics in metamorphic minerals". Miner. Maga. 37, 801-813.

POWELL, C.M., VERNON, R.H.

- 1979 "Growth and rotation history of garnet porphyroblasts - with inclusion spirals in a karakoram schist". Tectonophysics, 54, 25-43.

PRADO, C.

1864 "Descripción física y Geológica de la provincia de Madrid"
Junta General de Estadística, Madrid, 219 pp.

RAMSAY, J.G.

1967 "Folding and fracturing of rocks". MC. Graw Hill, New -
York, 568

RAMSAY, J.G. y HUBER, M.

1983 "The techniques of Modern structural Geology". Vol 1: -
Strain Analysis. Academic Press, London, 307 pp.

RHODES, S. y GAYER, R.A.

1977 "Non-cylindrical folds, linear structures en the X direc
tion, and milonites developped during translation of the
Caledonian Kalax Nappe Complex of Finnmark. Geol. Mag.
114, 329-408.

ROERMUND, H., LISTER, O.S. y WILLIAMS.

1979 "Progressive development of quartz fabrics in a shear -
zone from Monte Muorono, Sesia Lanzo Zone, Italian Alps"
Journal of Structural Geology, 1, 43-52.

ROSENFELD, J.L.

1970 "Rotated Garnets in Metamorphic Rocks". Geolog. Societ.
Amer. Special Paper 129, 103 pp.

ROSENFELD, J.L.

1968 "Garnet rotations due to the major Paleozoic deformations
in south-east Vermont". Studies of Appalachian Geology
pp. 185-202. Ed. Wiley (New York).

SAN MIGUEL, M.

- 1952 "Mapa Geológico de España 1/50.000" Hoja 375 (Fuentel-
cesped). Memoria 73 pg. I.G.M.E.

SAN MIGUEL, M.

- 1955 "Mapa Geológico de España 1/50.000" Hoja nº403 (Maderue
lo). Memoria 84 pg. I.G.M.E.

SCHAFER, G.

- 1969 "Geologie und petrographie in östlichem kastilischen -
hauptschersdegebirge(Sierra Guadarrama Spanien). Münster
Forsch. Geolo. Paläont. 10, 1-207 pp.

SCHROEDER, E.

- 1930 "Der Grenzgebirte von Guadarrama und hesperidischen Ketten"
Sond. Abth. d. Ges. Wisch. 2, Gottingen. Mat.-Phys. -
T.XVI, nº3, pp.689-748.

SCHONEVELD, C.

- 1977 "A study of typical inclusions patterns in strongly para
crystalline-rotated garnets". Tectonophysics, 39, 453-471.

SELVERSTONE, J., SPEAR, F.S., FRANZ, G. y MORTEANI, G.

- 1984 "High-pressure metamorphism in the southwest Tauern Win
dow, Austria:P-T paths from hornblende-Kyanite-stauroli
te grabenschist". Journal of Petrology.

SIBSON, R.H.

- 1977 "Fault rocks and fault mechanism". Jour. Geol. Soc. London,
133, 191-213 .

SIMPSON, C. y SCHMID, S.M.

- 1983 "Microstructural indicators of sense of shear in shear-
zones". Bull. Geol. Soc. Am. 94, 1281-1288.

SOERS, E.

- 1972 "Stratigraphie et geologie structurale de la partie orien-
tale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)". Stu-
dia Geologica, 4, 7-94.

SOMMER, W.

- 1965 "Stratigraphie und Tektonik im östl Guadarrama-Gebirge -
(spanien)". Münster, Forsch. Geol. Palaont. 1, 159 pp.

SPEAR, F.S., SELVERSTONE, J., HICKMOTT, D., CROWLEY, P. y

HODGES K.V.

- 1984 "P-T paths from garnet zoning: A new technique for deci-
phering tectonic processes in crystalline terranes". -
Geology, 12, 87-90.

TORNOS, F.

- 1981 "Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español)". Tesis Licenciatura, U.C.M. 152 pp.

TURNER, F.J. y WEISS, L.E.

- 1964 "Structural analysis of metamorphic tectonites". Mc-Graw-Hill. Book Company, 545 pg.

UBANELL, A.

- 1981 "Características principales de la fracturación tardi-hercínica en un segmento del Sistema Central Español". Cuad. Geol. Iber., 7, 295-308.

VEGAS, R.

- 1975 "Wrench (transcurrent) fault System of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications". Geol. Rundschau, 64, 266-278.

VERNON, R.H. y FLOOD, R.H.

- 1979 "Microstructural evidence of time-relationships between metamorphism and deformation in the metasedimentary sequence of the northern hill end trough, new south Wales, Australia. Tectonophysics, 58, 127-137.

VICENTE, G. DE; MARTINEZ, J.; CAPOTE, R. y LUNAR, R.

- 1985 "Cuantificación de la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Híndelaencina. Sistema Central". Public. Esp. Univ. Oporto (in press).

VILLASECA, C.

- 1983 "Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra del Guadarrama". Tesis U.C.M. 331 pp.

VINDEL, E. y GUMIEL, P.

- 1981 "Estudio Metalogénético de la mineralización de plata de Prádena del Rincón. (Sistema Central Español). Cuadernos Geología Iberica, 7, 405-418 pp.

WAARD, D.

- 1950 "Palaeogenetic structures in augen gneisses of the Sierra de Guadarrama, Spain". Bull. Com. Geol. Finlande. 23, 51-56.

WATKINS, K.P.

- 1983 "Petrogenesis of Dalradian Albite porphyroblast schist". Journal Geol. Soc. London., 140, 601-618.

WEIJERMARS, R. y RONDEEL, H.E.

- 1984 "Shear band foliation as an indicator of sense of shear. Field observation in Central Spain". Geology 12, 603-606

WHITE, S.

- 1977 "Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz". Tectonophysics, 39, 143-170.

WILLIAMS, G.D. y CHAPMAN, T.J.

- 1979 "The geometrical classification of noncylindrical folds". Journal of Structural Geology, 1, Nº3, 181-185.

WILSON, C.J.L.

- 1975 "Preferred orientation in quartz ribbon mylonites". Bull. Geol. Soc. Am. 86, 968-974.

WISE, D.V., DUNN, D.E., ENGELDER, J.T., GEISER, P.A., HATCHER, R.D., KISH, S.A., ODOM, A.L. y SCHAMEL, S.

- 1984 "Fault-related rocks: Suggestions for terminology". Geology 12, 391-394.

ZWART, H.

- 1962 "On the determination of polymetamorphis mineral associations and its application to the Bosost area (Central Pyrinees)". Geol. Rdsch. 52, 38-65.

ZWART, H.

- 1960 "Relations between folding and metamorphism in the central Pyrennes, and their chronological succesion". Geol. Mijnb. 22, 163-180.

ADENDA

DEN TEX, E.

- 1980 "Un esquema del estado actual de la investigación geológica en Galicia". Cuad. Lab. Xeol. de Laxe 1, 323-339.

GIL IBARGUCHI, I., JULIVERT, M., MARTINEZ, F.J.

- 1983 "La evolución de la cordillera herciniana en el tiempo". Libro Jubilar J.M. Rios, Vol. 1, PG. 607-612.

PULGAR, J.A.

- 1980 "Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante la fase de replegamiento en la zona Astur-occidental-Leonesa (Cordillera Herciniana NW de España)". Tesis U. de Oviedo, 334 pp.

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

3. VI. TABLAS.

APENDICE 1

Abreviaturas para los minerales

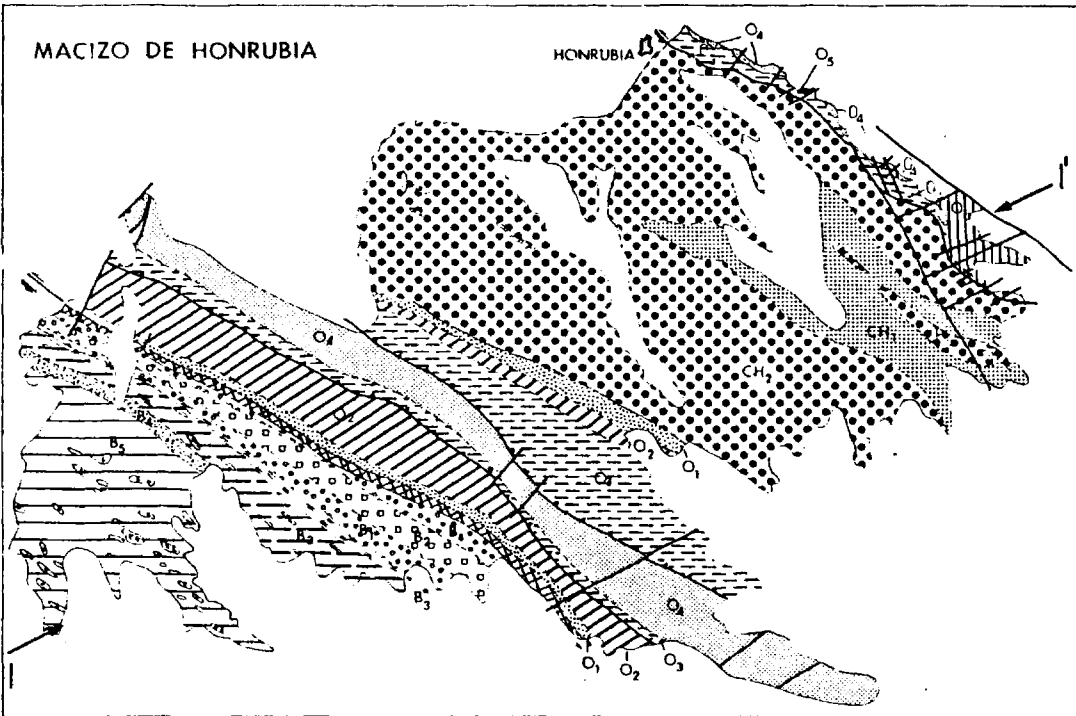
Q	Cuarzo
Ms	Moscovita
Bt	Biotita
Cta	Clorita
Sill	Sillimanita
Ky	Distena
Anda, (And)	Andalucita
Estaur, (St)	Estaurolita
Gr	Granate
Plag	Plagioclasa
FK	Feldespatos Potásicos
An	Anortita
Hornb	Hornblenda
Cpx	Clinopiroxeno
Czo	Clinozoisita
Cc	Carbonato Cálcico
Turm	Turmalina

A P E N D I C E 2

Abreviaturas para los símbolos tectónicos.

F_1	Primera fase
F_2	Segunda fase
F_3	Tercera fase
S_0	Estratificación
S_1	Esquistosidad de Primera fase
S_2	Esquistosidad de Segunda fase
S_3	Esquistosidad de Tercera fase
L_1	Lineación de Primera fase
L_2	Lineación de Segunda fase
L_3	Lineación de Tercera fase
B_1	Eje de pliegue de Primera fase
B_2	Eje de pliegue de Segunda fase
B_3	Eje de pliegue de Tercera fase

MACIZO DE HONRUBIA



Dominio al Este de la zona de cizalla



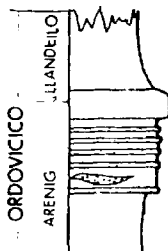
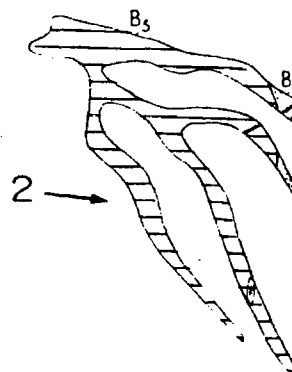
P.M. Sedimentos Post-Metamórfico

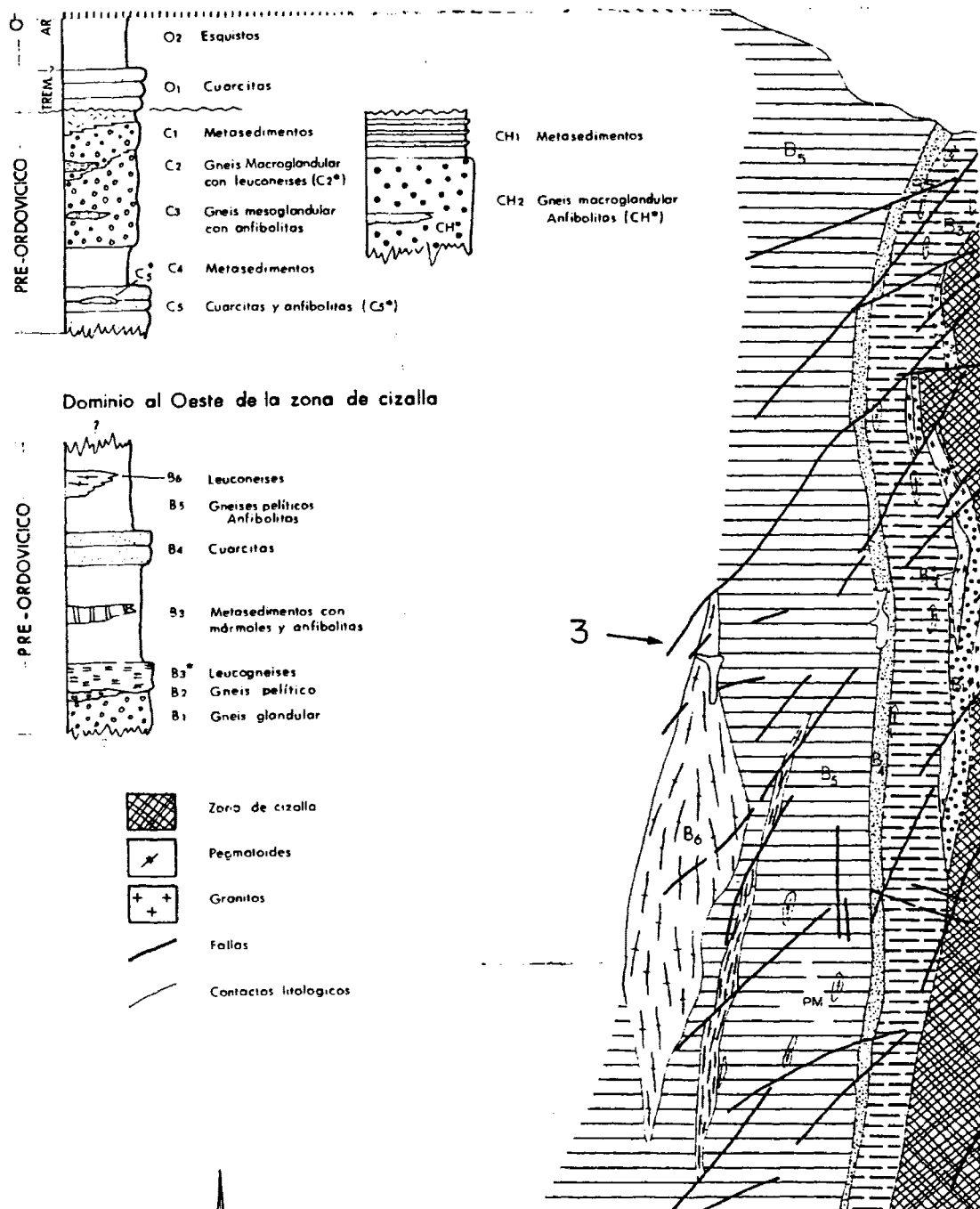
O₅ Pizarras

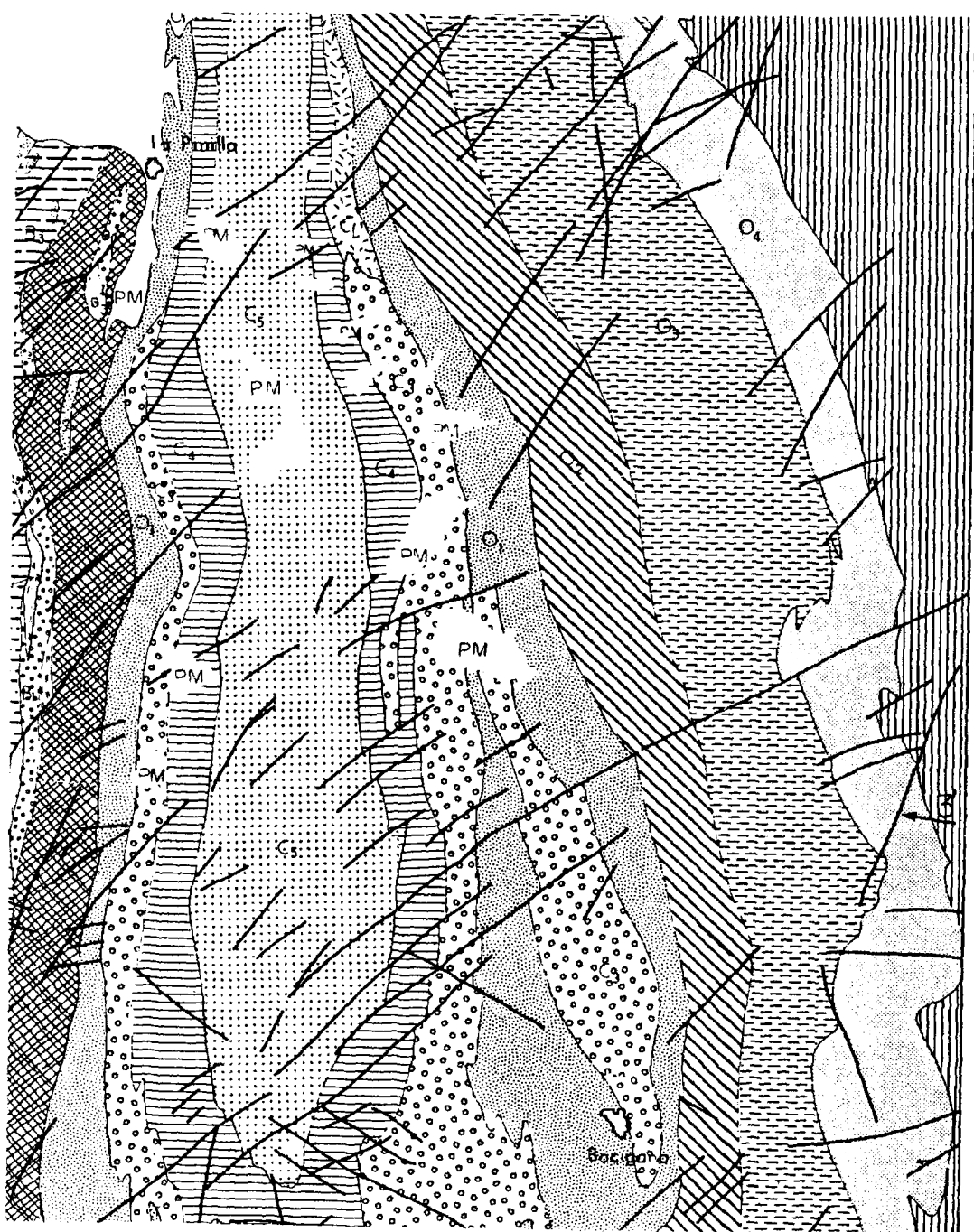
O₄ Cuarzitas blancas

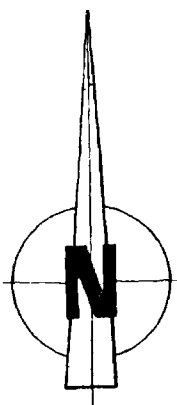
O₃ Cuarzitas, esquistos, pizarras y microconglomerados (O₃^a)

O₂ Esquistos

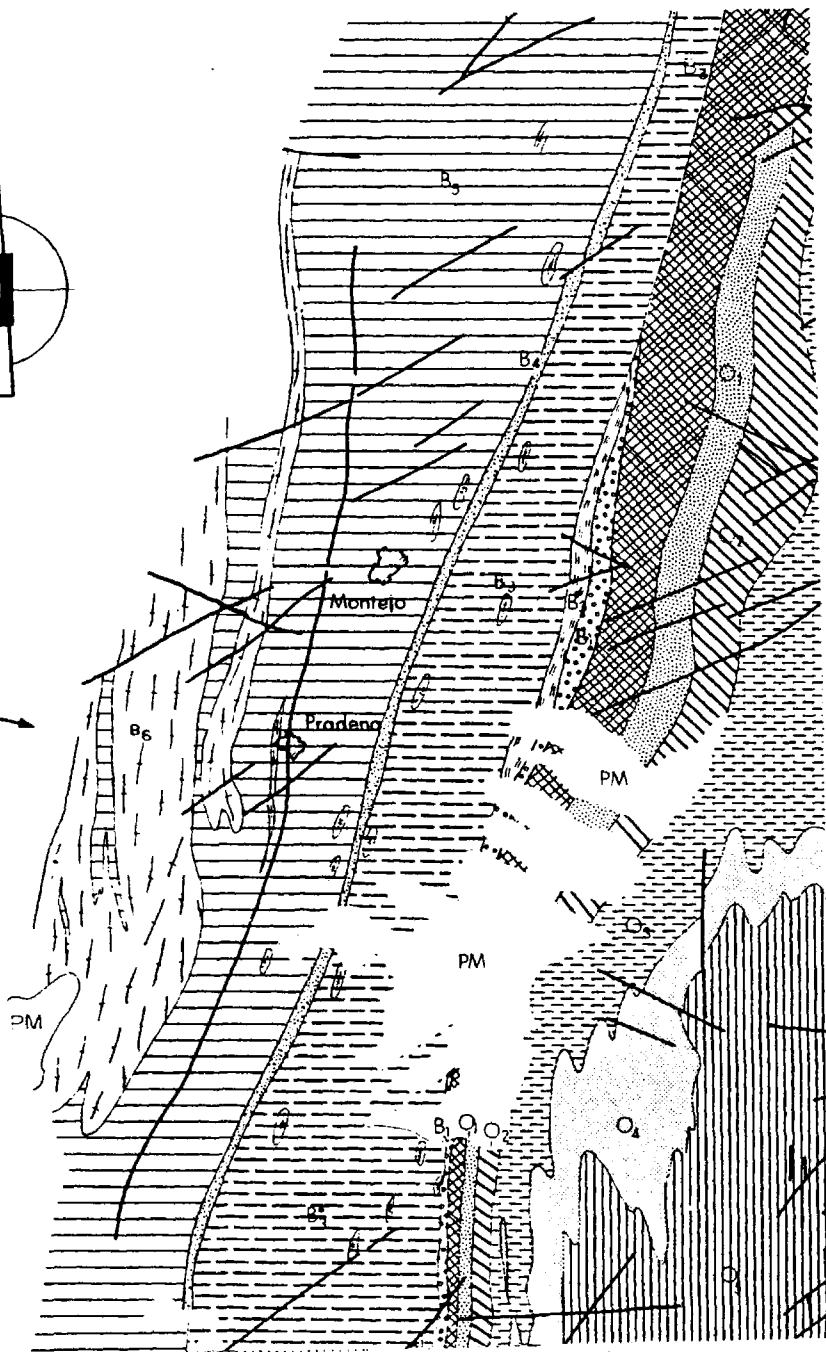




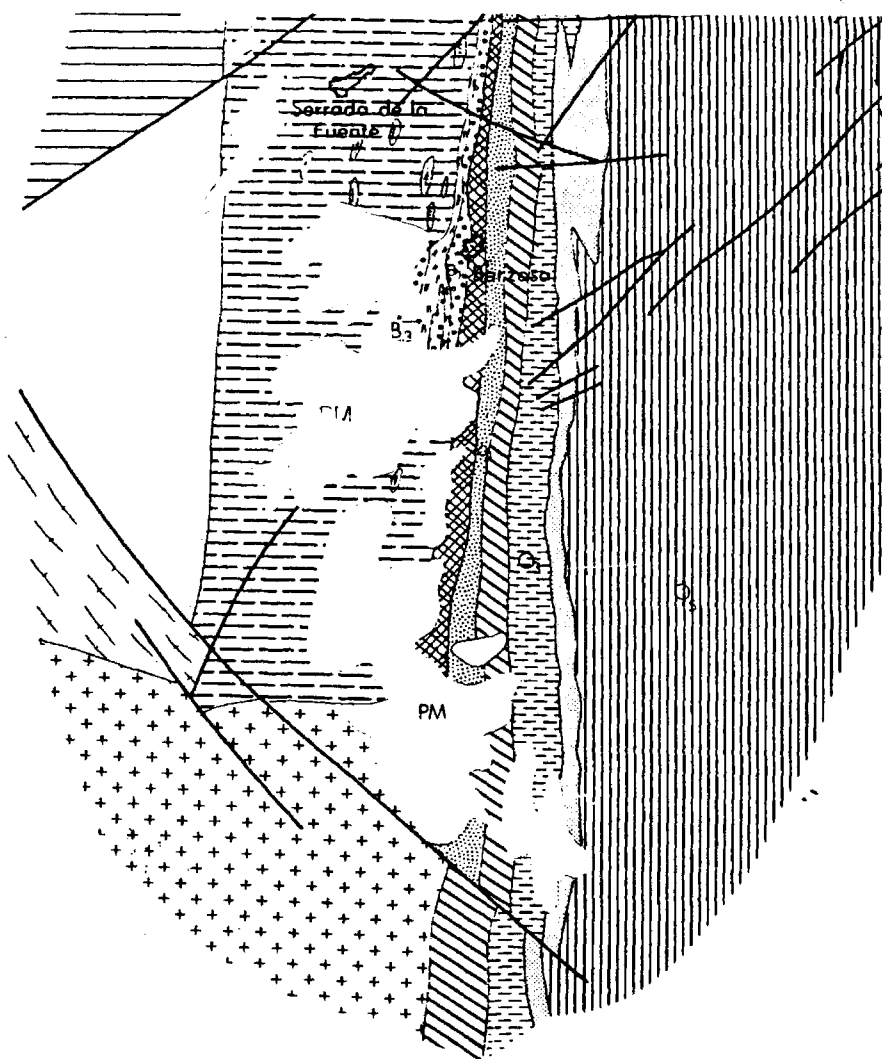


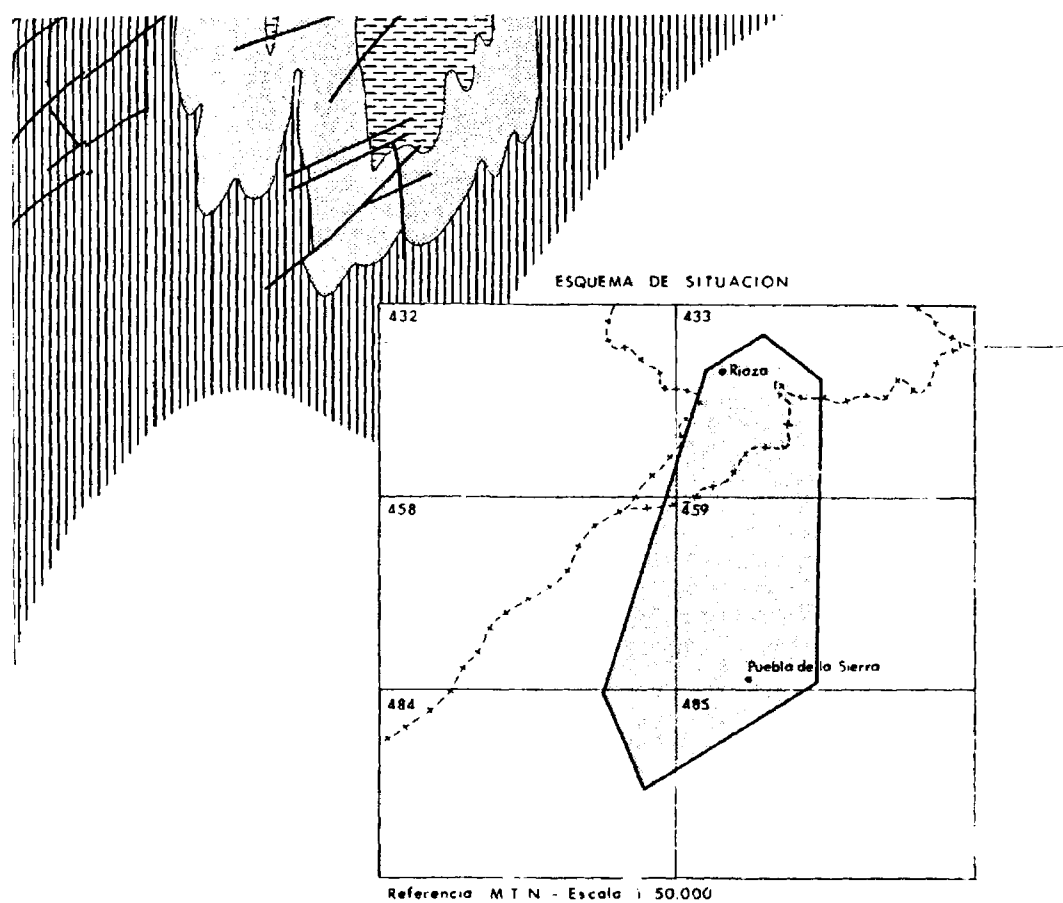


4 →







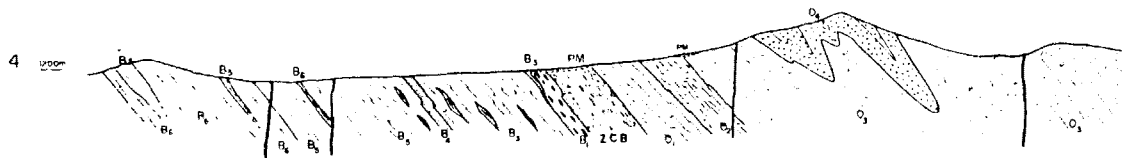
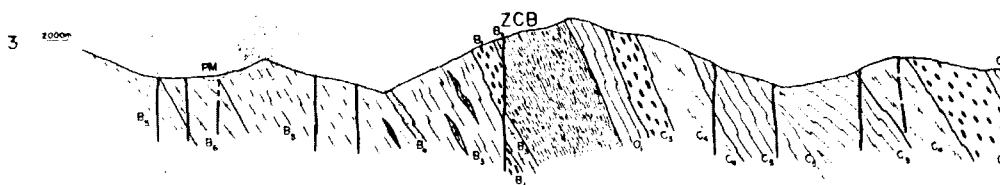
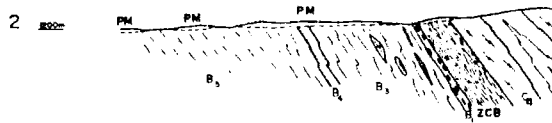
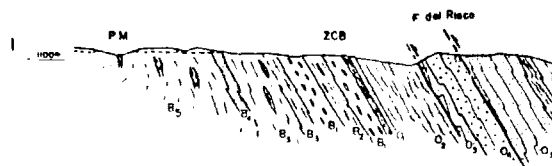


Escala 1:50.000

1000m 0 1 2 3 4 5 Km

JOSE MANUEL GONZALEZ CASADO 1986

MAPA GEOLOGICO



Escala Vertical y Horizontal

0 500 1000 2000 3000m

CORTES GEOLOGICOS

